

МОСКОВСКАЯ ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНАЯ АКАДЕМИЯ
МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

К 300 - ЛЕТИЮ
ГОРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ
СЛУЖБЫ РОССИИ

В.Е. Бойцов, Г.Н. Пилипенко, Н.А. Солодов

МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЛАГОРОДНЫХ, РАДИОАКТИВНЫХ И РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ

Под редакцией д. г.-м.н. Л.В. Оганесяна

*Рекомендовано Учебно-методическим объединением по геологическим
специальностям Министерства образования Российской Федерации
в качестве учебного пособия для геологических специальностей
в инженерно-технических вузах РФ*

НИИ-Природа
Москва, 1999

Бойцов В.Е., Пилипенко Г.Н., Солодов Н.А. Месторождения благородных, радиоактивных и редких металлов / Под ред. Л.В. Оганесяна. – М.: НИА-ПРИРОДА, 1999. – 220 с.

Boitsov V.E., Pilipenko G.N., Solodov N.A. Deposits of Nobel, Radioactive and Rare Metals / under editorial stuff L.V. Oganesyanyan. – M.: NIA-Priroda, 1999. – 220 p.

В книге приводится история создания и современное состояние сырьевой базы стратегически важных видов минерального сырья: благородных металлов, урана, редких элементов, сведения по запасам, пространственному размещению, конъюнктуре цен и перспективам развития их добычи в мире, России и СНГ.

Классификация и описание месторождений базируется на геотектонической основе. Работа включает семь разделов, предисловие и заключение. Характеризуются основные промышленные и перспективные типы месторождений, закономерности их строения и размещения во времени и пространстве.

Описаны 60 крупнейших месторождений мира, среди них более 40 рудных объектов России и стран СНГ, их геологическое строение, минеральный состав руд, запасы и содержания полезных компонентов, в том числе по ряду новых месторождений России и СНГ. С учетом всех этих факторов определены предпосылки их поисков и поисковые признаки.

Особое внимание обращается на выявление условий совместной концентрации урана, драгоценных и редких металлов и определены возможности их комплексного извлечения из руд.

Рецензент:

Кафедра месторождений полезных ископаемых и их разведки
Российского университета дружбы народов, д. г.-м.с н. *А.А. Фролов.*

***При финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований и
ФЦП «Интеграция»***

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие редактора	5
Введение	7
1. История создания и состояние сырьевой базы урана, благородных и редких металлов	8
1.1. Уран	8
1.2. Благородные металлы	12
1.3. Редкие элементы	21
2. Геохимия и минералогия	27
2.1. Радиоактивные металлы	27
2.2. Благородные металлы	29
2.3. Редкие элементы	36
3. Приуроченность месторождений к основным структурным элементам земной коры	42
4. Месторождения фундамента древних платформ	46
4.1. Золоторудные и урановые месторождения в древних полимиктовых конгломератах	46
4.2. Золоторудные месторождения в зеленокаменных поясах	50
4.3. Урановые, золото-урановые и никель-урановые месторождения "несогласия" в магнезиальных метасоматитах	62
4.4. Месторождения «несогласия», представленные комплексными рудами урана, меди, благородных и редких металлов	69
4.5. Редкометальные гранитные пегматиты	73
4.6. Редкометальные граниты щелочного и щелочноземельного состава	79
4.7. Месторождения урановых руд в кварц-калциевых породах (аласкитовых гранит-пегматитах)	81
5. Месторождения складчатых областей	84
5.1. Урановые месторождения срединных массивов	86
5.2. Месторождения эвгеосинклинальных складчатых областей	104
5.3. Золоторудные месторождения миогеосинклинальных складчатых областей	108
5.4. Золотосеребряные месторождения вулканоплутонических поясов	123
6. Месторождения областей тектоно-магматической активизации	129
6.1. Месторождения металлов платиновой группы МПГ в базит-ультрабазитовых интрузиях	129
6.2. Урановые, железо-урановые, золоторудные и редкометальные месторождения в альбитизированных зонах и их обрамлении на древних щитах	138
6.3. Золоторудные и комплексные золото-урановые месторождения в зонах калиевых метасоматитов древних щитов	146

6.4. Золоторудные и урановые месторождения в активизированных зонах складчатых областей	159
6.5. Редкометалльные месторождения в активизированных зонах древних платформ и складчатых областей (карбонатиты, нефелин-калитпотовые щелочные массивы, берилленостные флюоритовые метасолеатиты)	165
7. Месторождения чехла древних и молодых платформ	181
7.1. Россыпные месторождения золота	182
7.2. Россыпные месторождения платиновых металлов	187
7.3. Россыпные месторождения редких металлов	190
7.4. Урановые и редкометалльно-урановые месторождения в осадочных породах	192
7.5. Природные высокоминерализованные воды с редкими металлами	201
Заключение	207
Список литературы	212
Annotation	216

ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРА

Авторы учебного пособия являются признанными в России и в мире учеными-педагогами в области геологии и минерально-сырьевой базы благородных, радиоактивных и редких металлов. Значительная часть фактических материалов, приведенных в книге, получена лично авторами в процессе проведенных ими полевых геолого-минералогических исследований, работ по разведке месторождений, подготовке экспертных заключений, ТЭО кондиций, подсчету запасов.

Это в первую очередь касается урановых месторождений Чешского и Кокчетавского срединных массивов, золоторудных и золотоурановых месторождений России, Украины, Узбекистана, редкометалльных месторождений пегматитового типа, месторождений ниобия, тантала, лития, цезия, природных высокоминерализованных вод.

Руководимый профессором В.Е.Бойцовым коллектив авторов проявил исключительно плодотворный подход, принимая за основу системного описания месторождений их локализацию в главнейших структурных элементах Земли.

Охарактеризованы месторождения основных геотектонических элементов Земли — фундамента древних платформ, фанерозойских складчатых поясов, областей тектономагматической активизации, чехлов древних и молодых платформ. Это позволило в историко-пространственных координатах проследить благоприятные геотектонические обстановки локализации минерализации и ее масштабы. Тем самым удалось отказаться от традиционного описания рудных объектов и, образно говоря, перейти к логике их формирования. Априори известно, что природные процессы рудообразования и их результаты, запечатленные в каменной летописи Земли, пробиваются через массу случайностей. Этот сложнейший узел случайных событий перекрывает глубоко скрытые закономерности, тренд которых удастся выявить только при глубоком анализе хода процессов в системе координат “время — пространство”.

Такой подход особенно важен при подготовке учебников и учебных пособий, поскольку переход от описательной геологии к геологии скрытых закономерностей должен стать важнейшей методологической основой при подготовке будущих поколений геологов.

Все рассмотренные виды минерального сырья относятся к категории важнейших. Области их применения весьма разнообразны. Они во многом определяют уровень развития государств. Возможность эффективного освоения месторождений данных видов сырья определяется комплексом геологических факторов, прежде всего количеством и качеством запасов, а также технологическими, горно-техническими, экономико-географическими условиями.

Особое внимание в работе уделяется оценке возможностей комплексного извлечения из руд основных и сопутствующих компонентов, расходов на их получение и влияния на себестоимость готовой продукции.

Впервые вместе описаны месторождения геохимически весьма разных полезных ископаемых. Выявлены обстановки их совместной или пространственно сближенной локализации на основе установленных условий их общей миграции и осаждения. Для образования крупных золотоурановых месторождений выявлена важная роль долгоживущих “сквозных” глубинных разломов. Установлено длительное время циркуляции и эволюции рудоносных растворов, с которыми связано образование этих месторождений.

По ряду металлов приведены обобщающие данные по важнейшим месторождениям России с их ранжировкой по масштабам, выделением отработанной и остающейся части их запасов, характеристикой их минерального сырья, комплексности и технологических показателей руд.

Описание крупных и уникальных по запасам и качеству руд месторождений урана, золота и редких металлов мира, аналоги которых не известны в России, приведено по опубликованным литературным данным. При этом обращено внимание на выделение геологических предпосылок их поисков с учетом возможности выявления подобных месторождений на территории России.

Особое внимание уделено оценке возможности экономически целесообразного комплексного освоения крупных по запасам месторождений с относительно низким содержанием основного ценного элемента.

С этой целью описаны основные промышленные и перспективные типы месторождений благородных, радиоактивных и редких металлов, оценена их промышленная значимость.

Данная работа является одним из первых учебных пособий нового поколения и она, безусловно, останется актуальной на многие годы.

Доктор геолого-минералогических наук,
академик РАЕН

Л.В.Оганесян

ВВЕДЕНИЕ

Уран, благородные и редкие металлы относятся к элементам, которые существенно различаются по своим геохимическим свойствам. Описание месторождений этих металлов обычно дается в самостоятельных работах. Поэтому выявление условий их совместной концентрации представляет как научный, так и практический интерес.

При описании месторождений особое внимание уделялось изучению геологических условий, способствующих их формированию, в том числе образованию комплексных месторождений урана, золота, серебра, платиноидов, редких и цветных металлов. Некоторые из таких комплексных месторождений успешно эксплуатируются: золото и уран Витватерсранда; медь, никель, кобальт, платиноиды, золото Норильска; платиноиды, хром, медь Бушвельдского комплекса; медь, золото, серебро, уран Олимпик Дэм; редкометально-урановое оруденение многих инфильтрационных месторождений в породах платформенного чехла; уран, золото месторождения Джабилука и т.д. Эксплуатация других комплексных месторождений может начаться в ближайшем будущем.

На многих месторождениях уран, благородные и редкие металлы встречаются вместе или в пространственной близости, но состав их минерализации и закономерности локализации не изучены и технология комплексного извлечения еще недостаточно разработана. Среди таких объектов описаны золото-урановые месторождения Эльконского горста в Алданском рудном районе Якутии, редкометальное оруденение на крупнейшем золоторудном месторождении Мурунтау (Узбекистан), золото-редкометально-урановое оруденение Кировоградского блока Украинского щита и др.

Описанию этих и подобных им месторождений, среди которых присутствуют уникальные по своим масштабам объекты, в работе уделяется особое внимание, так как даже при низких содержаниях сопутствующих компонентов комплексная переработка их руд может оказаться экономически эффективной и обеспечить существенное расширение сырьевой базы соответствующих металлов.

Детальное изучение взаимоотношений золота, урана и редких металлов, проведенное авторами на многих отечественных и зарубежных месторождениях, имеющиеся литературные данные позволяют детально проследить геологические условия их совместной локализации и закономерности пространственного размещения. Собранный нами в течение многолетних исследований материал позволяет по-новому оценить возможности комплексного освоения месторождений с относительно невысокими содержаниями сопутствующих компонентов, что особенно важно для некоторых месторождений России.

В работе обобщен обширный опыт изучения геологии, разведки и разработки месторождений руд редких, радиоактивных и благородных металлов, на которых каждый из авторов по своему направлению работал многие годы.

Месторождения урана описаны В. Е. Бойцовым, благородных металлов – Г.Н. Пилипенко, редких металлов – Н.А. Солодовым. Общая редакция монографии выполнена В.Е. Бойцовым.

Рассматриваются, в основном, промышленные типы месторождений, которые по определению В.М. Крейтера зарекомендовали себя как устойчивые поставщики данного вида минерального сырья, дающие существенный вклад в общий баланс его добычи.

Книга предназначена для геологов производственных и научных организаций, изучающих золоторудные, урановые и редкометальные месторождения, а также для студентов и преподавателей геологических специальностей вузов.

Авторы благодарны сотрудникам МГГА Н. Ф. Кузнецовой, Н. А. Корсаковой за помощь в оформлении графики и текста работы.

1. ИСТОРИЯ СОЗДАНИЯ И СОСТОЯНИЕ СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ УРАНА, БЛАГОРОДНЫХ И РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ

Описываемые металлы принадлежат к группе стратегически важных видов минерального сырья. Несмотря на резкое различие по времени начала использования человеком драгоценных металлов, урана и редких металлов, их объединяет уникальность свойств, определяющих особый интерес к этим металлам, сыгравшим и продолжающим играть важную роль в истории человеческого общества. Возрастающий спрос на них проявляется сейчас прежде всего в высокоразвитых странах, что связано с широким применением новейших технологий.

Это объекты топливно-энергетического комплекса, аэрокосмической, автомобильной и электронной отраслей промышленности. Остается важнейшей роль благородных металлов в валютно-финансовой сфере.

1.1. Уран

Первые сведения об уране в виде черного смоляного камня приведены в средневековой хронике Яхимовских серебряных рудников в Саксонских Рудных горах. Его появление сопровождалось ухудшением качества серебряных руд, и черный смоляной камень отвозили для закладки старых горных выработок или выбрасывали в отвалы. Немецкий химик Мартин Клапрот, изучавший руды Яхимовских месторождений, определил в 1789 г. в составе черного смоляного камня новый химический элемент и назвал его ураном, в честь новой в те времена планеты Солнечной системы.

В половине XIX столетия соли урана нашли первое применение как красители в стекольной и фарфоровой промышленности.

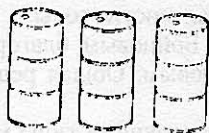
Одна урановая таблетка
массой менее 7 г эквивалента
по производимой энергии:



~ 730 кг угля



~ 570 л нефти



~ 600 л бензина



Рис. 1.1. Сравнительный расход урана, угля и нефтепродуктов для производства одинакового количества энергии.

Открытие французским физиком Г. Беккерелем в 1896 г. явления радиоактивности вновь привлекло внимание ученых к урану. Из тех же урановых руд с отвалов Яхимовских рудников Пьером и Марией Кюри в 1898 г. был получен радий. С этого времени началось освоение урановых руд как источника радиоактивного излучения.

В 1905 г. Альберт Эйнштейн разработал принцип эквивалента массы и энергии. Наиболее благоприятными для расщепления атомных ядер были признаны ядра атома урана. На уран как наиболее возможный источник атомной энергии указал в своих работах в 1910 г. академик В.И. Вернадский. Открывался огромный источник энергии (рис. 1.1).

К 1940 г. ученые мира уже располагали важными теоретическими сведениями в области ядерной фи-

зики, была разработана обширная программа исследований, открывавшая новую атомную эру. Теоретически была обоснована реальная возможность получения источника энергии огромной мощности.

В декабре 1942 г. в США экспериментально была получена цепная реакция внутри атомного реактора, а в августе 1945 г. весь мир убедился в огромной разрушительной силе атомного оружия.

В Советском Союзе работы над созданием ядерной бомбы возглавил академик И.В. Курчатов. Примерно за такое же время, как и американские исследователи, советские ученые осуществили программу по производству атомного оружия.

Одновременно с созданием атомного оружия проводились работы по использованию энергии атома в мирных целях. В 1954 г. в нашей стране была пущена первая атомная электростанция, а в 1957 г. мирный атом привел в движение ледокол "Ленин". С этого времени атомная энергетика находит все большее применение в народном хозяйстве. Несмотря на серьезные осложнения, вызванные аварией на Чернобыльской АЭС, большинство ученых считают, что ядерная энергетика – реалия нашего современного мира. На ее долю в настоящее время в мире приходится 16% всей производимой электроэнергии. Во Франции на долю атомных электростанций приходится более 70% всей вырабатываемой энергии, в Бельгии – 66, в Швеции – 50, в Финляндии – 37, в Великобритании и США – по 18, в Японии – 29, в Южной Корее – 53, в России – около 11%.

Развитие ядерного оружия в свое время создало особенно высокий спрос на уран. Во многих странах проводились активные поиски новых урановых месторождений, что привело к открытию крупных ураново-рудных провинций в Канаде, Австралии, Бразилии, Нигере, Казахстане, России, Узбекистане, Украине.

По данным Международного комитета по атомной энергии, по состоянию на 1 января 1999 г. разведанные запасы урана стоимостной категории до 80 долл./кг оцениваются в 2500 тыс. т, из них 1025 тыс. т категории до 40 долл./кг. Наиболее крупными запасами урана (более 100 тыс. т) владеют 8 стран: Австралия – 622; Казахстан – 439; Канада – 331; Российская Федерация – 145; Бразилия – 162; Намибия – 156; ЮАР – 218; США – 110 тыс. т.

Эти же страны являются наиболее крупными его производителями. Из 35 444 т урана, добытого в 1998 г., на долю Канады приходится 31%, Австралии – 14, Нигера – 10, Намибии – 9, Российской Федерации – 7, Узбекистана – 5, Казахстана – 4. (OECD, Paris, 1998).

Потребности в уране определяют и его цену на международном рынке. Особенно резкое увеличение цен (до 110 долл./кг) приходится на годы активного наращивания атомного оружия (1978–1980 гг.). С 1985 г. наступает их относительная стабилизация на низком уровне – от 20 до 40 долл./кг.

Производство урана за последние годы, начиная с 1988, систематически снижается, и в настоящее время уже не обеспечивает все возрастающие потребности атомной энергетики (рис. 1.2). Его мировое производство из природных объектов в 1998 г. составило 35,4 тыс. т., а в 1999 г. – 34,5 тыс. т. при потребности около 59,5 тыс. т. Подобный дефицит между производством и потреблением прослеживается и в Российской Федерации. Для покрытия недостатка в природном уране, кроме расширения его сырьевой базы, возможно дальнейшее использование складских запасов, высокообогащенного урана (БОУ), отвалов изотопно-разделительных производств, рециклингового урана облученного топлива, плутония (OECD-JAEA. Uranium 1997).

В 1997 г. мировой рынок природного урана не претерпел существенных изменений. Основные разведанные достоверные запасы сосредоточены в Австралии, в Казахстане, Канаде (Кротков В.В. и др., 1998).

Отмечается общий незначительный рост производства урана в мире, в основном за счет основных мировых производителей, таких как Канада, Австралия, Нигер, Намибия, и спад в России, на Украине (табл. 1.1).

Цены на уран после повышения в 1996 г. до 40 долл./кг по регулируемым контрактам и 37 долл./кг по нерегулируемым, в 1997 г. снизились соответственно до 33 и 31

МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЛАГОРОДНЫХ, РАДИОАКТИВНЫХ И РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ

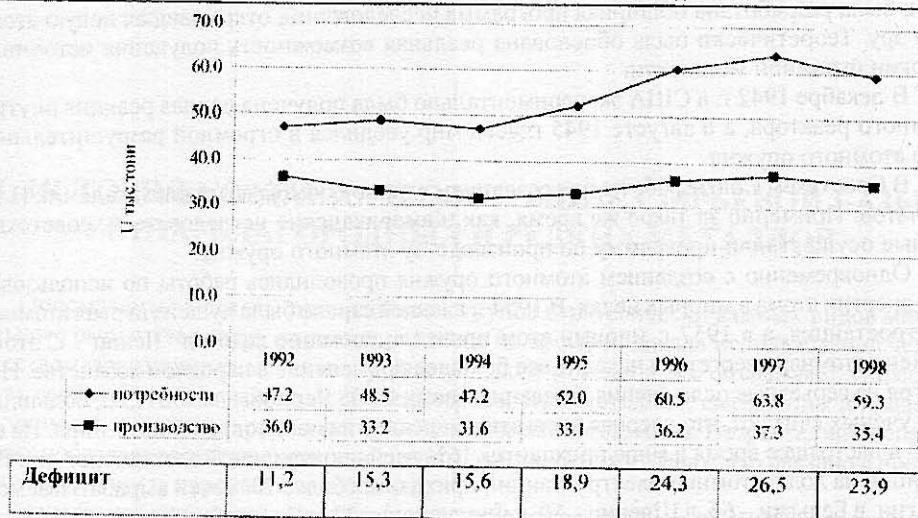


Рис. 1.2. Мировое производство и потребность в уране в мире

Таблица 1.1
Мировое производство и потребление урана, т U

№ п/п	Страна	Производство 1996 г.	Потребление 1997 г.	Дефицит – Избыток +
1.	Канада	11754	1800	+9954
2.	Австралия	5867	0	+5867
3.	Нигер	3321	0	+3321
4.	Россия	2605	3600	-995
5.	Намибия	2447	0	+2447
6.	Узбекистан	1459	0	+1459
7.	ЮАР	1440	200	+1240
8.	США	1228	21300	-20072
9.	Казахстан	1210	0	+1210
10.	Украина	800-1000 (1)	2490	-1590
11.	КНР	800-1000 (1)	810 (1)	+90
12.	Франция	930	8900	-7970
13.	Чехия	604	370	+234
14.	Габон	568	0	+568
15.	Испания	253	1400	-1145
16.	Аргентина	120	150	-30
17.	Япония	0	8700	-8700
18.	Германия	39	3200	-3161
19.	Великобритания	0	2622	-2622
20.	Южная Корея	0	1810	-1810
21.	Швеция	0	1500	-1500
22.	Болгария	0	844	-844
23.	Швейцария	0	537	-537
24.	Финляндия	0	495	-495
25.	Словакия	0	440	-440
26.	Другие страны	498 (2)	1531 (3)	-1033
ИТОГО:		36145 (4)	62699	-26554

Примечания: 1 – данные неофициальные, при подсчете взяты средние значения; 2 – Венгрия (200), Индия (150), Румыния (105), Бельгия (28), Португалия (15); 3 – Литва (385), Мексика (325), Тайвань (300), Бразилия (120), Словения (102), Румыния (100), Нидерланды (93), Армения (90), Пакистан (16); 4 – по уточненным данным Лондонского уранового института – 35199.

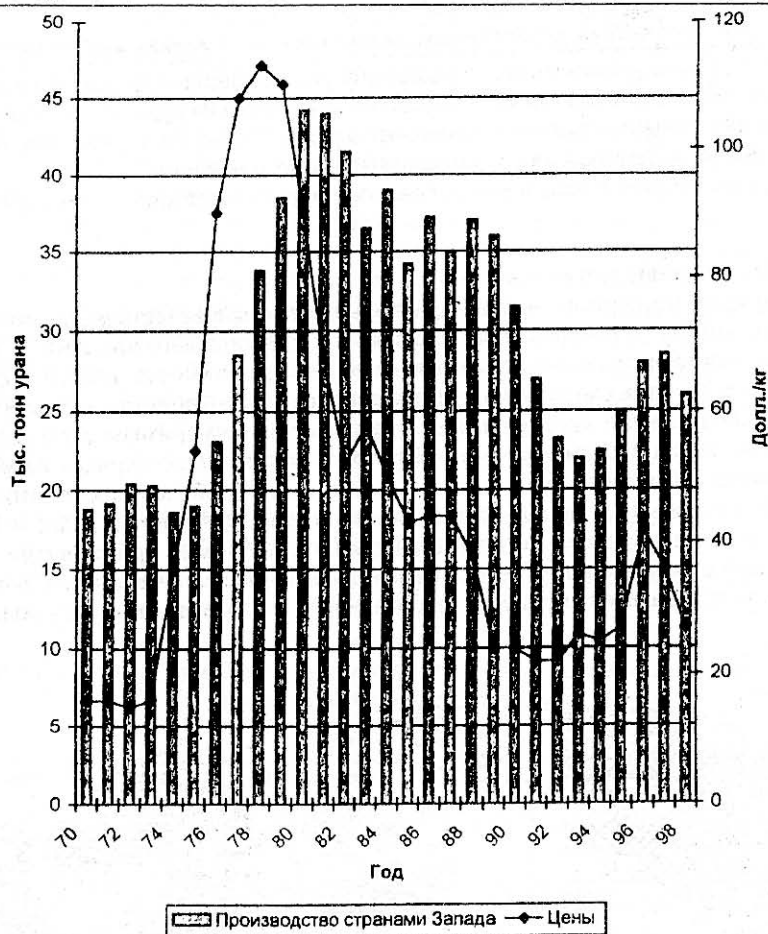


Рис. 1.3. Динамика производства (1) и цен (2) на уран. Без учета СССР и стран Восточной Европы

долл./кг. Динамика изменения цен на уран с 1970 по 1998 год показана на рис. 1.3. Она достаточно четко определяется уровнем производства урана и поставками его на мировой рынок.

Дефицит между спросом и производством, который покрывается складскими запасами, остается значительным (около 50%).

Существующий дефицит может быть снижен на несколько лет за счет российского оружейного высокообогащенного урана, который перерабатывается в низкообогащенный. К 2005 году планируется довести его годовое производство до 8 тыс. тонн в пересчете на природный уран.

Ситуация в урано-добывающей промышленности России за прошедшие годы тоже не претерпела существенных изменений. Уран по-прежнему производится только на Приаргунском производственном горно-химическом объединении (ППГХО), расположенном в Читинской области, в 10–20 км от г. Краснокаменска. В сфере деятельности комбината на площади в 150 кв. км сосредоточено 19 урановых месторождений т.н. Стрельцовой группы со средним содержанием урана 0,2%. Годовое производство находится на уровне 2500 т/год.

Весь производимый на ППГХО уран экспортируется для его самообеспечения. Потребности российских атомных станций в 3600 т и экспортные поставки в страны Восточной Европы в 2200 т обеспечиваются складскими запасами, которые постепенно истощаются.

Для того чтобы увеличить годовую добычу урана, планируется ввести в строй три новых предприятия по подземному выщелачиванию урана из руд песчаникового типа в палеодолинах с повышенными содержаниями в рудах TR, Sc, Se, U, Mo. Это месторождения Витимского, Зауральского и Западно-Сибирского районов.

Пространственное размещение основных урановых месторождений показано на рис. 1.4.

1.2. Благородные металлы

Золото является первым металлом, используемым человечеством, который по совокупности свойств не потерял своей значимости до настоящего времени. С древнейших времен золото было символом человеческой силы, значимости, власти, богатства и могущества. Благодаря своей мягкости, пластичности, способности сохранять яркий солнечный блеск оно уже многие тысячелетия является незаменимым для изготовления украшений, ставших знаками величия, богатства. Золото стало первым из металлов, который начали добывать из недр около 6 тыс. лет назад. Наиболее известными районами древнейшей добычи и использования золота являются Египет и районы Средней Азии, Индии, Китая. Золото быстро стало играть главную роль при развитии древней торговли в качестве общепотребного товара, определенное количество которого могло быть принято за эквивалент ценности любого обычного товара, т.е. играть роль денег.

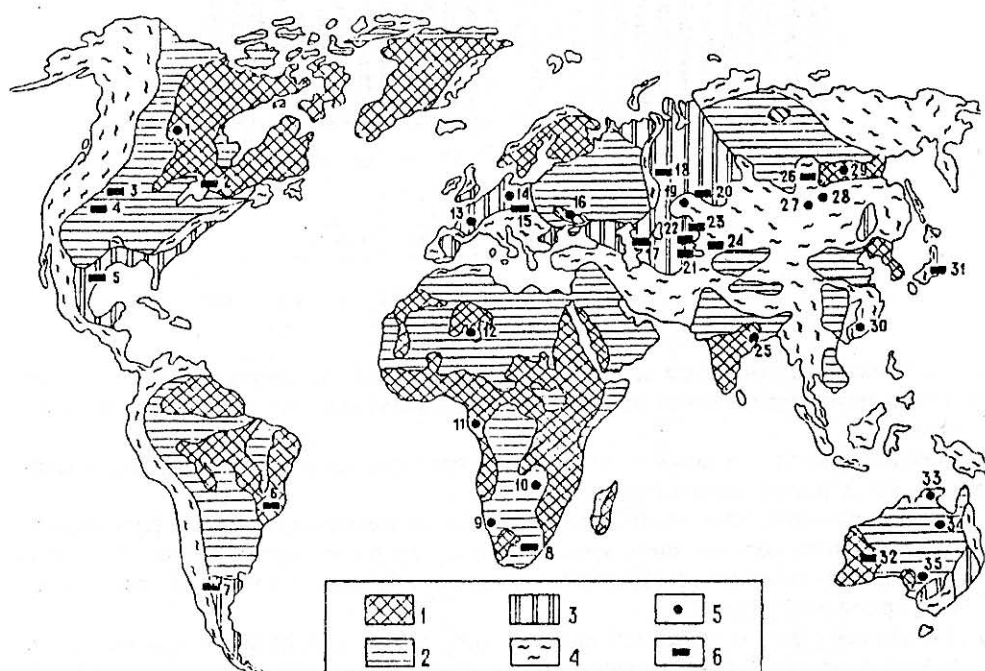


Рис. 1.4. Основные районы распространения урановых месторождений.

1 – щиты древних платформ; 2 – чехол древних платформ; 3 – чехол молодых платформ; 4 – складчатые пояса; районы урановых месторождений: 5 – эндогенных; 6 – экзогенных. (1 – Атабаска; 2 – Блайнд-Ривер; 3 – Вайоминг; 4 – плато Колорадо; 5 – Техас; 6 – Сьерра-де-Жакобина; 7 – Сьерра-Пинтада Маларгуэ; 8 – Витватерсранд; 9 – Россинг; 10 – Замбийско-Заирский; 11 – Габон; 12 – Агалес; 13 – Центрально-французский; 14 – Рудногорский; 15 – Лабский; 16 – Центрально-украинский; 17 – Прикаспийский; 18 – Зауральский; 19 – Северо-Казахстанский; 20 – Семизбайский; 21 – Чу-Сарысулский; 22 – Сырдарьинский; 23 – Центрально-кызылкумский; 24 – Верхнеилийский; 25 – Сингбум; 26 – Витимский; 27 – Дорнотский; 28 – Стрельцовский; 29 – Центрально-алданский; 30 – Юго-Восточного Китая; 31 – Хонсю; 32 – Иллири; 33 – Алигейтор-Риверс; 34 – Маунт-Айза; 35 – Олимпик-Дэм).

Первые золотые монеты из высокопробного золота появились в государствах Малой Азии. Это были стотер Креза и дарики царя Персии Дария, изготовленные соответственно в 541 и 522 г. до н.э. весом в 10,8 и 8,4 грамма. После этого золотые монеты появились в Римской Империи, Сирии, Афганистане, Индии, а затем и в Западно-европейских государствах. В России первая золотая монета "злотник" была выпущена в Киевской Руси в 972 г. весом 4,2 г. и червонец – в 1701 г. весом 12,3 г.

В XVIII веке появились первые бумажные деньги, обеспеченные золотым эквивалентом. В связи с быстрым развитием экономики в промышленно развитых странах происходит наращивание золотых запасов. К 1950 г. золотой запас США составил 20,2 тыс. т. Запасы золота в СССР к этому времени тоже достигли своего максимума – 2050 т, при запасах всех остальных капиталистических и развивающихся стран – 10 тыс. т.

В 1944 г. была утверждена официальная цена в 35 долларов за тройскую унцию золота (31,1 г.), к 1961 г. эта цена возросла до 42,2 долл., а в 1980 г. достигла максимума – 608 долл. за унцию золота (19,5 долл. за грамм).

При кратковременных всплесках потребности цена повышалась до 850 долл. за унцию.

Возрастание спроса на золото и его цены отразилось в увеличении его мировой добычи с 1980 по 1991 год с 1250 т до 2116 (табл. 1.2). Увеличение добычи привело к падению его стоимости с 14 долл./г. в 1988 году до около 9 долл./г. в настоящее время (рис. 1.5).

Таблица 1.2.

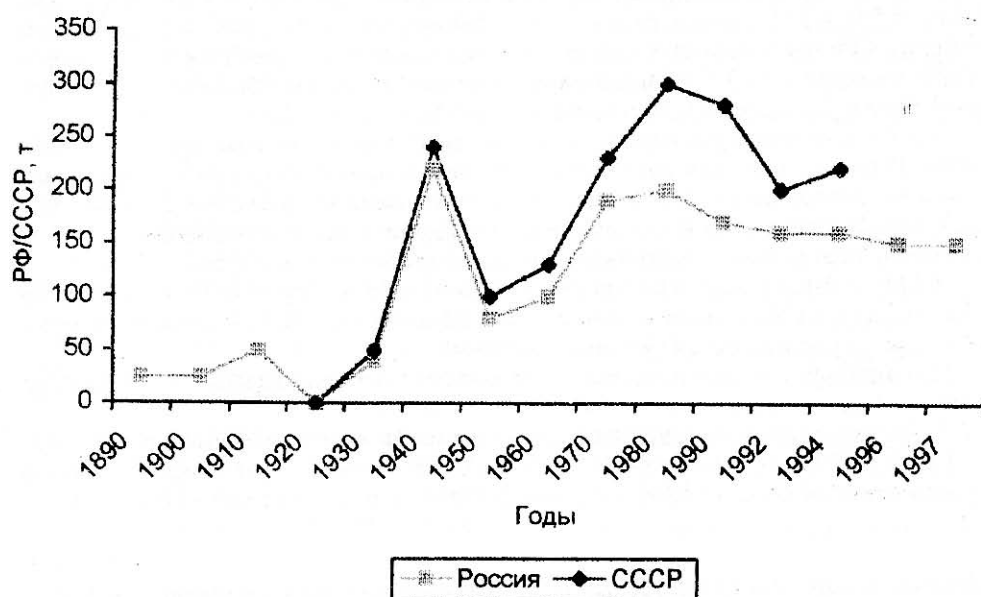
Динамика мирового производства золота из недр, его запасы и обеспеченность подтвержденными запасами

Страны	Производство золота, т					Запасы, т на 01.01.1996 год		Обеспеченность подтвержденными запасами, лет
	1991	1992	1993	1994	1995	Подтвержденные	Общие	
1. ЮАР	601,1	614,1	619,1	579,8	522,4	22000	39000	42
2. США	293,5	322,2	332,1	326,0	329,3	5050	9100	15
3. Австралия	236,1	243,5	247,2	254,9	253,5	2450	2700	10
4. Канада	175,3	161,4	150,9	146,4	150,3	3250	4300	21
5. Россия	143,7	134,5	144,2	136,8	127,8			
6. Китай	73,0	80,0	88,0	98,0	108,0	700	2000	7
7. Индонезия	18,4	40,4	46,3	55,3	74,1	1850	2600	25
8. Бразилия	76,8	76,5	75,7	75,4	67,4	700	3900	10
9. Узбекистан	75,0	64,5	66,4	64,4	63,6	2050	2800	32
10. Папуа-Н. Гвинея	60,8	71,2	61,5	60,5	54,8	1900	3030	34
11. Гана	27,3	34,0	41,4	44,5	52,2	820	1200	16
12. Перу	15,1	15,6	27,4	39,3	51,5	200	630	4
13. Чили	32,5	33,0	38,5	43,3	44,0	630	950	14
14. Филиппины	30,5	27,2	29,8	31,2	32,0	1000	1750	31
15. Зимбабве	17,8	19,9	20,7	22,5	26,1	290	650	11
Итого:	1876,9	1938,0	1989,2	1977,8	1957,0	42890	74610	22
Прочие 75 стран	239,4	230,3	221,4	231,8	250,7	5985	12940	24
Итого мир	2116,3	2168,3	2210,6	2209,6	2207,7	48875	87100	22

Несмотря на некоторое снижение добычи золота в 1994–1995 гг. его потребление постоянно возрастает в связи с увеличением использования ювелирной промышленности, электроникой и тезоврационным накоплением. Снижение цен на золото объясняется крупными продажами золота Центральными банками ряда стран и валютно-финансовым кризисом в странах Азиатско-Тихоокеанского региона – крупнейших покупателей золота.

Таким образом, золото потеряло свою роль в качестве мировых денег. Но изменение его рыночной стоимости продолжает существенно влиять на курсы валют многих стран, на цены товаров и экспорт многих мировых держав и в том числе России, на состояние

Динамика добычи золота в России, СССР



Динамика добычи золота в мире и изменения его цены

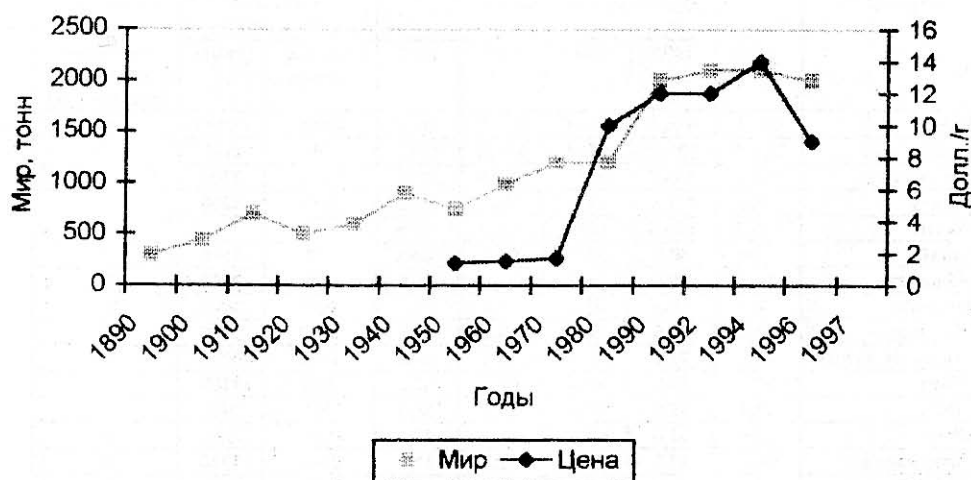


Рис. 1.5.

горнодобывающей и других отраслей промышленности, в том числе золотодобывающей. Уменьшение стоимости золота снижает рентабельность его добычи, несет уменьшение доходов от экспорта, повышение импорта зарубежных ювелирных изделий и способствует сокращению собственной ювелирной промышленности.

Возрастание спроса на золото, которое в ближайшей перспективе будет продолжаться, требует дальнейшего увеличения его добычи.

В настоящее время по добыче золота Россия занимает шестое место после ЮАР (522 т), США (329 т), Австралии (250 т), Канады (150 т), Китая (127 т), Россия (125 т) (Беневольский Б.И., 1995).

Золотой запас России к 1915 г. составлял 1338 т. Несмотря на все потрясения Первой мировой войны, революции и вызванные ими потери большого количества золотого запаса, к 1953 г. он составлял 2050 т. Однако в последующие годы он начал быстро убывать, и к 1991 г. золотой запас России сократился до 240 т. В последние годы он начал постепенно возрастать: в 1993 г. – 308 т.; в 1996 г. – 380 т., а к апрелю 1998 г. достиг 526 т. Основными поставщиками золота являются россыпные и коренные месторождения. (рис. 1.6).

Распределение добычи золота по субъектам Федерации с отражением динамики по годам приведено в табл. 1.3.

Из таблицы видно, что из всех 29 золотодобывающих районов 11 основных дают 112 тонн добычи, или 90%. В 6 районах продолжается устойчивый спад и лишь в 3 районах наметился прирост производства. Это Магаданская область (26,4 т), Красноярский край (16,5 т) и Республика Бурятия (4,7 т). Именно эти районы увеличили золотодобычу, благодаря высокоэффективному освоению коренных месторождений новыми компаниями: месторождение Кубака в Магаданской области Омоленской золоторудной компанией, добывшей в 1997 г. почти 9 т золота, и Олимпиадинского месторождения в Красноярском крае, где Северо-Енисейской компанией добыто 13,5 т золота. Эти два месторождения стали крупнейшими поставщиками золота в России, отодвинув ранее занимавшее первое место Куранахское месторождение (около 5 т в год) в Республике Саха (Якутия). Эта республика, ранее занимавшая по добыче золота в России 1-е место (33 т в 1991 г.) снизила добычу в 1997 г. почти до 20 т.

Мировые запасы золота, по данным информационно-аналитического центра “Минеральные ресурсы Мира”, оценены в 87,1 тыс. т, включая разведанные запасы 48,9 тыс. т.

Наибольшее количество запасов – 42,1% сосредоточено в метаморфических месторождениях уран-золотоносных конгломератов (Витватерсранд в ЮАР, Тарква в Гане, Жакобина в Бразилии). В группе гидротермальных золоторудных месторождений наиболее значимыми по запасам – 10,5% являются эпитеpmальные золото-серебряные и золото-теллуридные, пространственно связанные с вулканотектоническими постройками (Лихир, Поргера в Папуа Новой Гвинее, Раунд-Маунтин в США, Дукат, Многовершинное, Аметистовое в России и др.). Следующими по значимости (7,2% общих мировых запасов) является группа месторождений, залегающих в древних зеленокаменных поясах (Калгурли в Австралии, Паркьюпайн и Хемло в Канаде, Колар в Индии и др.). Третьим по запасам золота – 6,3% является тип прожилково-вкрапленных гидротер-

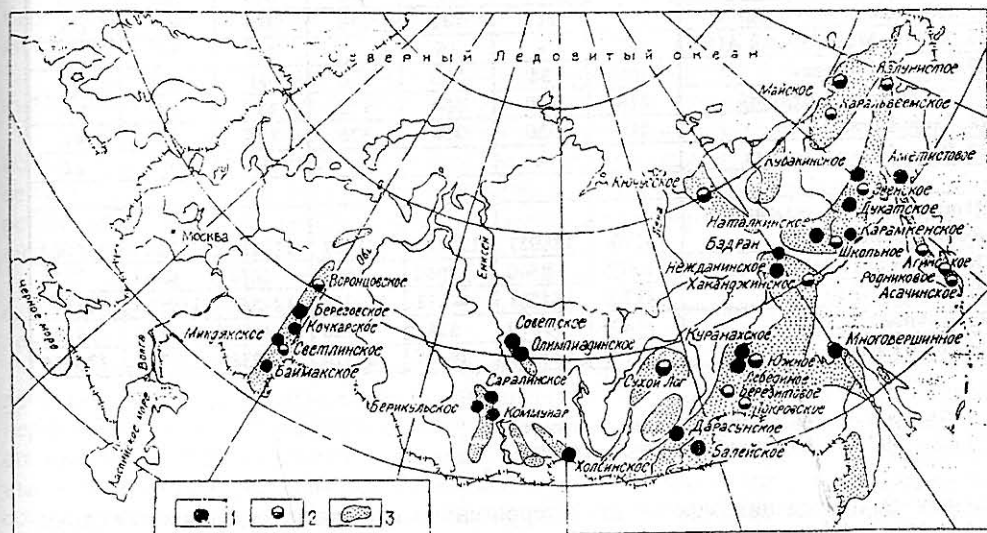


Рис. 1.6. Размещение основных месторождений золота России.

1 – разрабатываемых, 2 – резервных, 3 – россыпных.

Добыча и производство золота в России в 1991–1997 гг., кг

Экономические регионы, Субъекты Федерации	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997
I. Дальневосточный	96600	92258	94602	91180	82512	73432	72804
1. Магаданская область	30388	29156	28600	28183	22343	20735	26440
2. Республика Саха-Якутия	32800	30515	33358	31300	28759	22946	19988
3. Амурская область	10800	10222	11200	11426	12418	11315	9712
4. Чукотский АО	14412	14417	13068	11682	9790	9109	9073
5. Хабаровский край	7795	7514	7702	7675	8358	8435	6804
6. Корякский АО	-	-	75	282	421	418	436
7. Сахалинская область	165	190	144	198	2	214	227
8. Еврейская АО	-	-	-	-	-	-	92
9. Приморский край	240	244	455	434	421	260	32
II. Восточно-Сибирский	29000	26925	33487	33766	32335	35014	39614
10. Красноярский край	6335	6533	7057	7188	7047	10749	16540
11. Иркутская область	11000	7232	11925	11028	11649	11802	11221
12. Республика Бурятия	2600	2745	3370	4184	4293	4333	4741
13. Читинская область	7800	8470	8167	8732	7228	5890	4620
14. Республика Хакасия	1195	1483	2218	1960	1343	1237	1570
15. Республика Тыва	70	462	750	674	775	1003	733
16. Таймырский АО	-	-	-	-	-	-	177
17. Ачинский Бурятский АО	-	-	-	-	-	-	12
III. Уральский	6382	5422	6081	5375	5510	3400	2472
18. Свердловская область	4077	3302	3712	3115	3267	1987	1470
19. Челябинская область	1945	1714	1769	1779	1609	1050	847
20. Респ. Башкортостан	305	320	515	417	566	311	83
21. Пермская область	-	-	-	64	68	52	66
22. Оренбургская область	55	86	85	-	-	-	6
IV. Западно-Сибирский	1500	1066	1727	1435	1688	1365	1140
23. Республика Алтай	275	287	319	97	259	405	387
24. Кемеровская область	987	608	1050	848	873	505	350
25. Новосибирская область	190	117	143	330	387	306	256
26. Ханты-Мансийский АО	-	-	15	-	125	96	114
27. Алтайский край	48	54	200	160	44	53	37
V. Северо-Западный	218	350	350	175	137	54	53
28. Республика Коми	218	350	350	175	106	46	41
29. Республика Карелия	-	-	-	-	31	8	12
Итого золотодобывающие предприятия:	133700	126021	136247	131931	122182	113265	116083
Попутная добыча:	10000	8500	7964	4887	5656	6340	7854
Итого добыча из недр:	143700	134521	144211	136818	127838	119605	123937
Вторичное золото:	24400	11570	5268	5760	4100	2110	1638
Всего по России:	168100	146091	149479	142578	131938	121715	125575

1991–1995 гг. – по данным Роскомгидромета.

1996–1997 гг. – по данным Минфина России.

мальных месторождений, залегающих в терригенных углеродистых формациях (Хоум-стайк – США, Мурунтау – Узбекистан, Ашанти – Гана, Сухой Лог, Нежданнинское – Россия и др.).

И последним в классе гидротермальных месторождений выделяется “карлинский” тип пластовых месторождений, залегающих в терригенно-карбонатных формациях --

4,7% запасов золота. Из экзогенных собственно золотых месторождений золотоносные россыпи содержат около 5% запасов золота.

Второе место по запасам золота – 12,6% приходится на золотосодержащие руды в комплексных месторождениях других металлов, главным образом, медно-порфировых.

В третью группу по запасам – 11,6% включены второстепенные золоторудные месторождения. Среди них отмечается возрастающая роль золотоносных кор выветривания.

Основные характеристики наиболее крупных золоторудных месторождений России приведены в *табл. 1.4*.

Серебро. Первые сведения о добыче серебра относятся к 500–200 гг. до н.э. В Древней Греции Лаврийские серебродобывающие рудники Афинского государства включали более тысячи шахт глубиной до 120 м.

Позже, во II веке до н.э., выдвигается новый центр добычи серебра в Испании в районе Картагены, где вдоль Средиземноморского побережья зона жил серебросодержащих свинцовых руд протягивалась на длину более 70 км. Из них получали сначала серебросодержащий свинец, из которого при помощи окисляющего обжига затем отделяли серебро.

В Европу серебро привозилось из Туркестана и Афганистана, начиная с 800-х гг. н.э. сотни тысяч монет и изделий из серебра обнаруживаются в захоронениях викингов на севере и в центре Европы.

В средние века началась разработка богатых месторождений серебра в Рудных горах, с чем в значительной степени связано развитие современной европейской цивилизации. За 7 столетий разработки серебра в Рудных горах только в одном Фрайбергском округе было добыто 5200 т серебра. Именно богатства, получаемые от разработки месторождений серебра, существенно повлияли не только на хозяйственное, но и духовное развитие Европы, определив начало великой эпохи Возрождения. В Рудных горах интенсивно развивалась горная техника, металлургия и все смежные с ними науки.

До середины XVI века чешско-германские и частично испанские рудники поставляли серебро для чеканки монет в странах Европы. Потом, после завоевания испанцами Мексики и Перу из Нового Света буквально хлынул поток серебра, накопленного коренными жителями Южной Америки.

В период 1503–1660 гг. из Америки в Испанию наряду с 185 т золота было привезено 16 тыс. т серебра, что втрое превосходило резервы всех европейских стран. Монополия Европы на серебро закончилась, цена на него упала, оставшиеся немногочисленные рудники Европы пришли в упадок.

До XIX века серебро оставалось основным металлом для чеканки монет и изготовления ювелирных и художественных изделий, культовых предметов, украшений, дорогой посуды.

Таким образом, серебро является одним из древнейших металлов, известных и используемых человечеством. Именно с серебром связаны первые массовые монеты, много веков весьма широко используемые в качестве денег. До сих пор сохраняется роль серебра в качестве ювелирного металла и для производства наградных, художественных и антикварных изделий.

Новые и весьма перспективные отрасли применения серебра связаны с развитием фото-и кинотехники, электроники, радио- и электротехники, авиакосмической промышленности и др.

Наблюдающийся рост применения серебра и дефицит его производства требуют вовлечения в эксплуатацию новых и возобновления работ на старых объектах, считавшихся нерентабельными в связи с низкими содержаниями серебра или сложностью технологии его извлечения. В последние годы выявляются новые минеральные геолого-промышленные и технологические типы месторождений серебра. Основная добыча его идет не из собственно серебряных, а из комплексных месторождений меди, свинца, цинка, золота, олова и др. металлов, геохимическим спутником которых является серебро.

В последние годы годовая добыча серебра составляет около 13600 т. Ведущими из 62 стран, добывающих серебро, являются Мексика (17% мирового производства), Перу (14%), США (11%), Канада (9%), Чили (9%), Польша (7%), Австрия (7%) (*табл. 1.5*).

Наиболее крупные месторождения золота и серебра России

Месторождения	Субъект Федерации	Геометрическое наименование	Важнейшие породы	Абсолютный высот рудне- ния	Добыча т / остаток запасы	Среднее содерж- ание т, г/т	Морфоло- гический тип рудне- ния	Рудная форма	Основная форма золота	Проб- ность ‰	Попут- ные компо- ненты	Геологическая характери- стика руд
Сухой лог	Иркутская область	Этионго-слюди	Углеродистые сланцы, алевролиты	320	0 / 1100	2,8	Штокверковый	Золото-хлорид-сульфид-ид	Свободное, сростковое	900-940	Pt, Pd	Обогатимые
Нежданнинское	Саха-Якутия	Этионго-слюди	Глины, сланцы, алевролиты	80	10 / 500	5,1	Проклю-ко-акрал-ные зоны	Золото-сульфид-халькопид	Свободное, дисперсное в шп	680-840	Ag-2000 т, Al	Трудно-обогатимые
Березовское	Свердловская область	Этионго-слюди	Гранодиориты	260	340 / 40	2,4	Жилы, прож.-вкрапл. зоны	Золото-пирит-халцит	Дисперсное в пирите, своб.	800-900	-	Обогатимые
Балейское	Читинская область	ТМА слюд. обл.	Конгломераты, песчанники	120	310 / 40	2,5	Жилы, жильно-прожилочные тела	Золото-аулар-халькопид	Свободное, сростковое	650-750	Ag, Te	Обогатимые
Зона Южная	Саха-Якутия	ТМА шпота	Гнейсы	140	0 / 300	1,0	Жилы	Золото-урасская	Дисперсное в пирите, свободное	700-760	U-320000 т, Ag-5500 т	Обогатимые
Кураханское	Саха-Якутия	ТМА шпота	Песчано-глинистые	140	250 / 50	3,6	Вторичный - золотоносные карсты	Первичный - Аулар-халцит-пирит-халцит	Дисперсное в пирите, свободное	700-720	Ag, U	Обогатимые
Майское	Чукотская АО	Этионго-слюди	Глины, сланцы, алевролиты	80	0 / 300	12,0	Проклю-ко-акрал. зоны	Золото-хлорид-сульфид-на	Дисперсное в арсени-пирите, свободное	620-800	As	Трудно-обогатимые
Наталькинское	Магаданская область	Этионго-слюди	Глины, сланцы, алевролиты	120	80 / 250	4,4	Жильно-прожилочные зоны	Золото-халькопид	Свободное	620-800	-	Легкообогатимые
Даванское	Читинская область	ТМА слюд. обл.	Габродiorиты, гранодиориты	165	100 / 60	14,5	Жилы, жильно-прожилочные зоны	Золото-сульфид-халькопид	Свободное, дисперсное, электрум	685-925	Ag, Cu	Обогатимые
Кючусское	Саха-Якутия	Этионго-слюди	Глины, сланцы, алевролиты	50	0 / 150	8,7	Жильно-прожилочные зоны	Золото-хлорид-сульфид	Дисперсное в арсени-пирите	800-925	As, Sb, Hg	Трудно-обогатимые
Советское	Красноярский край	Этионго-слюди	Фел-литы, алевролиты	780	70 / 60	5,0	Жильно-прожилочные зоны	Золото-халькопид	Свободное	930	-	Легкообогатимые
Олимпиадское	Красноярский край	Этионго-слюди	Слюдистые сланцы, мраморы	780	30 / 120	5,0	Проклю-ко-акрал. зоны	Золото-хлорид-сульфид	Дисперс. в арсени-пирите, свободное	-	W, слоды, Ag, Sb, Al	ТРУДНО-ОБОГАТИМЫЕ, ОКИСЛЕННЫЕ - ОБОГАТИМЫЕ
Многовершинное	Хабаровский край	Вулкано-плутонический пояс	Андезиты	70	0 / 100	8,0	Жильные зоны	Золото-халькопид	Свободное, телуриды Au, Ag	650-935	Ag-200 т, Te	Обогатимые
Зун-Халбинское	Бурятская респ.	Этионго-слюди	Кварцевиты, сл., углест. сл.	418	10 / 100	11,0	Жилы, и прожил. вкрапл. зоны	Зол.-сул-халцит	Свободное	840-980	Ag, Pb, Zn	Обогатимые
Лебединое	Саха-Якутия	ТМА шпота	Известняки, доломиты	140	40 / 60	10,2	Послойные, захвачен, жилы	Золото-сульфид	Свободное, дисперсное	900-930	Si-15000 т, Ag-100 т	Обогатимые
Аметистовое	Камчатская область	Вулкано-плутонический пояс	Андезиты	50-32	0 / 100	17,0	Жильные	Золото-аулар-халькопид	Свободное	-	Ag-240 т	Легкообогатимые
Кубанское	Магаданская область	Вулкано-плутонический пояс	Рифалиты, туфо-конгломераты	312-90	20 / 80	23,0	Жильно-прожилочные зоны	Золото-аулар-халькопид	Свободное	-	Ag-180 т	Легкообогатимые
Дунатское	Магаданская область	Вулкано-плутонический пояс	Рифалиты	84-74	-	-	Жильно-прожилочные зоны	Золото-серебро-аулар-халькопид	Свободное Ag, врантит, электрум	-	Ag-16000 т, 500 т	Обогатимые
ИТОГО ЗАПАСЫ:	ЗОЛОТА	Отработанные			1260							
		Остающиеся			3440							
		Общие			4700	5,6						
		СЕРЕБРА										24140

Использованы данные Константинова М.М. и др. (1998), Беневоляского Б.И. и др. (1995).

Общие ресурсы серебра оцениваются примерно в 1400 тыс. т. Производство рафинированного серебра из первичного и вторичного сырья составило в 1995 г. 18 тыс. т, в то время как потребление достигло 23184 т. Дефицит компенсируется продажей сереб-

**Производство серебра в концентратах в 1991–1995 гг., его запасы (т)
содержания в рудах (г/т)**

Страны	Производство					Запасы		Содержание	
	1991	1992	1993	1994	1995	Подгв.	Общие	от	до
1. Мексика	2207	2325	2368	2215	2323	40000	60000	2	800
2. Перу	1770	1570	1616	1790	1910	25000	40000	4	500
3. США	1848	1741	1609	1480	1549	56000	88000	1	840
4. Канада	1339	1207	879	775	1207	41000	58000	0,5	2130
5. Чили	674	1043	985	959	1042	16000	21000	9	400
6. Польша	890	798	767	850	938	66000	81000	5	170
7. Австралия	1180	1248	1162	1045	921	38000	52000	0,9	190
8. Казахстан	640	495	490	408	430	29000	38000	2	200
9. Боливия	337	282	298	352	428	20500	47400	10	600
10. Россия	540	425	420	415	250			20	600
11. КНДР	300	280	289	250	342	3000	4000	50	100
12. Китай	680	766	775	825	844	6000	10000	10	600
13. Швеция	253	282	277	276	250	9000	10000	10	350
14. Индонезия	80	90	90	106	183	6400	7000	4	160
15. Марокко	234	168	168	260	181	8000	9000	9	500
16. ЮАР	170	178	193	196	174	13000	31000	6	130
17. Япония	171	178	137	134	100	16000	17500	0,3	800
18. Испания	208	160	160	132	97	14000	15000	10	80
19. Намибия	92	89	72	62	66	2000	2500	6	120
20. Папуа-Н.Гв.	125	96	96	78	65	5600	6600	1,2	80
ИТОГО:	13738	13421	12851	12608	13452	354500	598000		
Остальные страны	990	923	882	807	760	174090	197060		
ВСЕГО:	14728	14376	13744	13447	14470	528590	795060		
Цены	0,130	0,127	0,139	0,170	0,168				

ра из складских запасов. Главными потребителями в 1995 г. были США – 4345 т, Япония – 3505 т, Индия – 3033 т, далее следуют Италия, Германия, страны СНГ, Великобритания, Китай, Таиланд.

Цена на серебро в течение длительного периода устойчиво повышается, хотя эти повышения происходят скачкообразно, спады чередуются новыми повышениями. Такие резкие скачки цены серебра происходили в 1974 г. – с 0,08 до 0,15 долл./г; в 1979 г. – с 0,174 до 0,357 долл./г. С 1994 г. и по настоящее время средняя цена серебра сохраняется на уровне 0,17 долл./г.

Крупнейшим и единственным разрабатываемым собственно серебряным месторождением России является месторождение Дукат (табл. 1.4).

Платиновые металлы. Благодаря своим особым физическим и химическим – антикоррозионным свойствам и яркому блеску серебристо-белого цвета шесть металлов платиновой группы (МПГ) тоже относятся к благородным. О важном и все возрастающем значении этих металлов свидетельствуют данные об их свойствах, динамике их цен и объеме использования (табл. 1.6).

Наиболее динамичное возрастание их потребления связано с широким применением в новейших отраслях промышленности.

Кроме традиционного потребления в ювелирном деле, в последние годы возрастает объем их использования в связи с ценными каталитическими свойствами и способностью поглощать водород и токсичные выхлопные газы двигателей внутреннего сгорания. Высокая химическая стойкость и физическая твердость определяют их растущее применение в электронике, медицине, космической технике.

Платина была впервые привезена в Европу в значительном количестве из Южной Америки конкистадорами. Благодаря своей тугоплавкости, тяжести и твердости она пер-

Таблица 1.6

Основные свойства, цены и потребление МПГ*

Атомный номер	Металл	Плотность	Твердость	Т плавления, град. С	Цены, долл./гр				Потребление, т		
					1981	1992	1997	1998	1980	1995	2000-х
78	Pt	21,45	5	1772	14,4	10,7	12,7	12,6	67	154	159
46	Pd	12,02	5	1552	3,1	4,0	6,3	9,3	55	190	218
45	Rh	12,41	6	1966	10,6	30	9,7	18,5	3	12	12
44	Ru	12,37	6,5	2310	1	2	1,4	1,6	0,9	8	15
77	Ir	22,56	6,5	2410	17	12	6,1	13,6	2	2	2,2
76	Os	22,59	7	3054	4,2	10	15	17	0,1	0,5	0,5
ИТОГО:									128	366,5	406,7

* – Прогноз Горного бюро США; 1998 г. – по I полугодию.

воначально ценилась дешевле серебра, отсюда и название металла в переводе с испанского – “серебришко”. После распространения скрытого примешивания платины при изготовлении золотых и серебряных монет указом короля она была признана вредным металлом, который было запрещено ввозить в Европу, а добытые несколько тонн платины было приказано затопить в крупных реках Колумбии, что и было сделано.

Четыре других металла платиновой группы были открыты в 1803 г. в Лондоне двумя англичанами-химиками – У.Х. Волластоном (палладий и родий) и С. Теннантом (иридий и осмий).

Что касается последнего металла этой группы – рутения, то он был открыт в России, в честь чего получил свое название. Сначала в 1808 г. это сделал Снядеецкий (г. Вильно), потом в 1828 г. – Г.В. Осанн (г. Тарту) и, наконец, в 1844 г. К.К. Клаус (г. Казань). Эти ученые работали на материале открытых в 1819 г. В. Любарским на Урале россыпей, а затем в 1828 г. коренного месторождения платиноидов вблизи Нижнего Тагила.

В XIX веке Россия стала основным мировым производителем платины (95%), вся остальная платина добывалась по-прежнему в Колумбии. В первой половине XIX века в Южной Африке в пределах крупного Бушвельдского гипербазитового массива при ведущей роли трансваальского геолога Ганса Меренского, в честь которого назван основной платиноносный горизонт интрузива, были открыты и изучаются до сих пор крупнейшие месторождения платиноидов и хромитов. Эти месторождения заняли ведущее место в добыче и запасах МПГ (табл. 1.7).

В 1995 г. в ЮАР из руд, добытых в 9 подземных рудниках и 2 карьерах, было получено 63% мирового производства МПГ, в т.ч. 78% платины. Как следует из этих данных, в месторождениях Бушвельдского комплекса в ЮАР доля платины в добываемых МПГ – преобладающая, она составляет 62%.

Таблица 1.7

Минерально-сырьевая база и производство МПГ в мире

Страна	Запасы, т МПГ подтв.	Запасы, т платины подтв.	Содержания, г/т		Производство, т								
			МПГ	Платины	1991 г.			1993 г.			1995 г.		
					МПГ	Pt	%	МПГ	Pt	%	МПГ	Pt	%
ЮАР	49920	23950	5,7	3,2	142,86	86,19	60	176,17	104,81	60	167,5	104,2	62
Россия	6000*	2000*			105,0	30,0	29	85,0	20,0	24	70,0	21,0	30
Канада	520	200	6,2	2,6	11,12	4,7	42	13,12	5,2	40	16,5	4,8	29
США	310	110	18,0	3,9	7,78	1,73	22	8,3	1,8	22	8,9	2,0	22
Зимбабве	411	229	4,7	2,7	0,05	0,02	40	0,01	-	-	-	-	-
Финляндия	300	83	1,2	-0,3	0,28	0,06	21	0,26	0,1	38	0,25	0,1	40
Ост. Страны	359	198			5,14	3,06	59	5,31	2,92	55	4,4	2,3	52
ИТОГО:	57820	26770			272,23	125,76	46	288,17	134,83	47	267,5	134,4	50
%	100	46											

* – Оценка по данным ИАЦ «Минеральные ресурсы мира», 1997 г.

Доля месторождений ЮАР в подтвержденных мировых запасах МПГ составляет 86%, в том числе запасов платины – 89%.

Второе место по добыче и запасам МПГ занимает Россия – 26% добычи МПГ, в т.ч. платины – 16% мировой добычи. В России добыча МПГ ведется на 5 рудниках Норильско-Талнахского района (85% МПГ России) и на рудниках Кольского района (7%). Остальные 8% МПГ добывается в России из россыпей Камчатки, Хабаровского края (массив Кондер), Среднего и Полярного Урала.

Из комплексных хромит-медно-никелевых руд Нижне-Тагильского и Волковского месторождений получают первые сотни кг МПГ.

В отличие от ЮАР на месторождениях России, прежде всего Норильских, среди МПГ ведущая роль принадлежит не платине (ее доля здесь среди МПГ – всего 30%), а более редким, а сейчас и более ценным МПГ – палладию, родию и др. (их доля – 70%). Поэтому роль России в мировом рынке этих металлов особенно велика. По данным ведущей компании “Джонсон маттей”, в 1997 г. Россия экспортировала 99,5 т палладия, что составило 57% мирового спроса на этот металл.

С мая месяца 1997 г. цены на платину возросли, достигнув в середине октября 439 долл./унции (14,1 долл./г) и одновременно произошло резкое удорожание остальных МПГ – на 50% палладия (до 362 долл./унции), на 20% (до 360 долл./унции) родия, на 30% (до 270 долл./унции) иридия и на 10% ранее длительное время стабильного по цене рутения.

В апреле-мае 1998 г. цена на палладий опять резко возросла – до 390 долл./унции (12,5 долл./г), и впервые произошло практическое уравнивание цен на палладий и платину. Причем рост цен на эти металлы произошел на фоне наблюдавшегося с конца февраля резкого падения стоимости золота (менее 300 долл./унцию).

На такое удорожание МПГ повлияла полугодовая задержка продаж этих металлов Россией в связи с отсутствием правительственных лицензий на экспорт этих металлов. В начале 2000 г. цена палладия достигла ранее небывалого уровня (до 20–26 долл./г) при цене платины в 15–17 долл./г.

1.3. Редкие элементы

Редкие элементы – это мало распространенные в земной коре (кларк меньше 0,03%) новые металлы, так как они открыты за последние 60–200 лет. К их числу относят 35 элементов периодической системы Д. И. Менделеева: Li, Rb, Cs, Be, Sr, Cd, Sc, Ga, Y, In, La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Tl, Ge, Zr, Hf, V, Nb, Ta, Se, Te, Re.

Научно-техническая революция, начавшаяся после Второй мировой войны в развитых странах мира, а в СССР коснувшаяся в основном оборонной и аэрокосмической промышленности, была обязана, прежде всего, широкому применению редких металлов.

Использование многих из них в народном хозяйстве вызвало и продолжает вызывать к жизни целые новые области современной промышленности, науки и техники – такие, как: солнечная энергетика, сверхскоростной транспорт на магнитной подушке, инфракрасная оптика, оптоэлектроника, лазеры, многие поколения ЭВМ.

Сверхмагнитные, сверхлегкие, сверхтвердые, сверхжаростойкие и высокопрочные конструкционные материалы создаются на основе или с использованием редких элементов. Все ресурсо- и энергосберегающие технологии не осуществимы без редких элементов. Использование редких земель в сельском хозяйстве тоже оказалось весьма эффективным. Новая методика применения в качестве удобрения не мишметалла (смесь всех лантаноидов и иттрия), а одного лантана на полях Казахстана позволила существенно повысить урожайность хлопка, пшеницы и других культур. К настоящему времени насчитываются многие тысячи областей эффективного использования редких металлов, как в оборонных, так и в гражданских областях промышленности.

Промышленно-экономический уровень развития современных государств определяется масштабами потребления не столько чугуна и стали, сколько редких металлов,

однако, хотя редкие элементы занимают треть таблицы Д.И. Менделеева, затраты на их поиски, добычу и производство в 60–70 годы составляли менее 0,1% всех ассигнований по Министерству геологии СССР, а по Министерству металлургии и того меньше. Мизерная доля этих затрат в общем бюджете государства создавала естественный эффект маловажности редких металлов. В результате в государственных органах управления народным хозяйством редким металлам не уделялось должного внимания. Но редкие элементы – это своего рода витамины промышленности. И подобно тому, как живой организм не может полноценно развиваться без микрограммовых количеств витаминов, так и передовая современная промышленность не возможна без редких элементов.

В настоящее время развитие промышленности предусматривает активное использование группы редких элементов (иттрия и лантаноидов), которые описаны в литературе как редкоземельные элементы (РЗЭ), редкоземельные металлы (РЗМ), редкие земли (ТР), оксиды РЗМ (РЗО). Лантаноиды объединяют 15 химических элементов с порядковым номером от 57 до 71: лантан (La), церий (Ce), празеодим (Pr), неодим (Nd), прометий (Pm), самарий (Sm), европий (Eu), гадолиний (Gd), тербий (Tb), диспрозий (Dy), гольмий (Ho), эрбий (Er), тулий (Tm), иттербий (Yb), лютеций (Lu). Цены на них приведены в табл. 1.8.

Таблица 1.8

Цены в США на редкоземельные продукты (долл./кг)

Оксиды	Чистота, %	Цена на 23.10.97 г.
Гадолиний	99-99,99	18-55
Диспрозий	99-99,99	110-281
Диспрозий	95-99,9	25-150
Европий	99,9-99,99	300-380
Иттрий	99-99,999	17-31
Лантан	99,9-99,999	10,0-28
Лютеций	99-99,99	660-2100
Неодим	96-99,99	16-30
Празеодим	96-99,5	7,0-15
Самарий	96-99,9	13-32
Скандий	99-99,999	350-4200
Тербий	99-99,99	200-415
Церий	98-99,9	6,0-17
Эрбий	99-99,99	37-175
Металлы		
Мишметалл	макс. 1 % Fe	6,8-10,1
Диспрозий	99-99,99	70-225
Иттрий	99-99,9	80-110
Неодим	97-99	27-35
Самарий	99-99,9	70-85
Тербий	99-99,99	625-1000
Sm-Co магниты	35 % Sm, 65 % Co	75-185

Мировые запасы редких земель (без стран СНГ) оцениваются Горным бюро США в 100 млн. т TR_2O_3 , в том числе наиболее крупные по запасам (в млн. т) Китай – 48, США – 14, Австралия – 7.

В России основные запасы редких земель сосредоточены (в%) в: Мурманской области – 68, Республике Саха (Якутия) – 15, Читинской области – 7, Иркутской области – 5, Республика Коми – 3, Республике Тыва – 2. Добыча редких земель производится Ловозерским ГОКом в Мурманской области (рис. 1.7).

Крупные изменения последних лет в экономике России наиболее болезненно отозвались в нашей стране на положении дел именно с редкими металлами: литием, цезием,

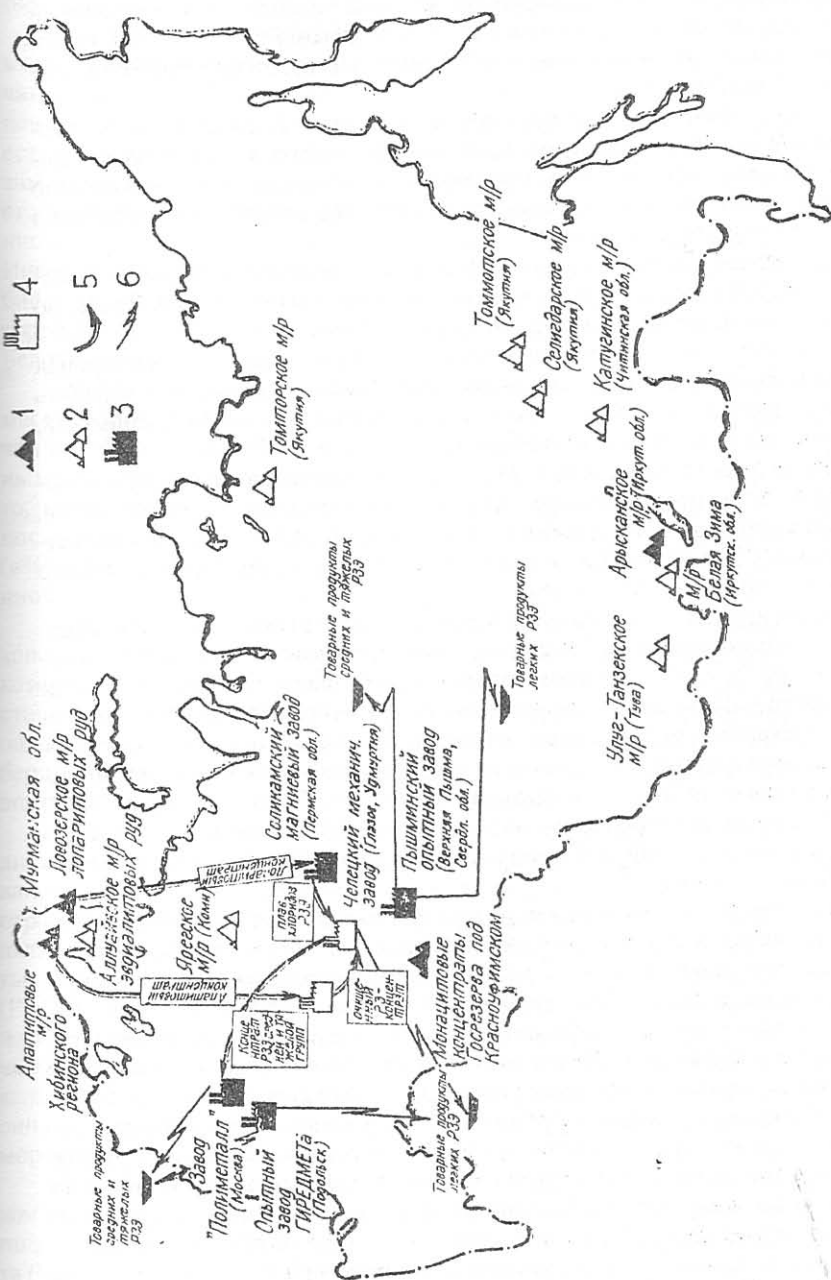


Рис. 1.7. Пространственное размещение месторождений редкоземельных элементов в России и предприятий редкометальной промышленности
1 – эксплуатируемые месторождения РЗ-сырья; 2 – предварительно разведанные месторождения и перспективные источники РЗ-сырья; 3 – ныне действующие предприятия РЗ-промышленности России; 4 – предприятия, предполагаемые к задействию в новом технологическом цикле РЗ-промышленности России; 5 – возможная схема организации технологического цикла российской РЗ-отрасли на собственной сырьевой и производственной базе; 6 – выход товарной продукции

бериллием, стронцием, иттрием, лантаном и лантаноидами, цирконием, ниобием, танталом, образующими собственные месторождения, разрабатываемые самостоятельными горно-обогатительными комбинатами (ГОКами).

В связи с низкой рентабельностью и отсутствием спроса остановлена или резко снижена добыча на наших собственных горнодобывающих предприятиях: на Изумрудных копях – бериллия; Орловском ГОКе – тантала; Ловозерском ГОКе – ниобия, тантала, цериевых лантаноидов; Забайкальском ГОКе – лития. Прекращена разработка Павловского месторождения германия.

В результате лишь некоторые редкие элементы, попутно добываемые при переработке месторождений цветных и черных металлов (селен, теллур, кадмий, таллий, индий, галлий, скандий, ванадий), в какой-то мере могут удовлетворить нашу нынешнюю потребность. Производство же большинства остальных либо отсутствует вовсе, либо осуществляется в ничтожных количествах.

Суммарное потребление редких металлов (РМ) всеми капиталистическими странами за 25 лет с 1960 по 1985 г. по бериллию, кадмию, германию выросло в 1,4–2 раза, по всем остальным редким металлам оно увеличилось в 3–15 раз.

Чрезвычайно быстро росло потребление редких металлов в ведущих капиталистических странах Западной Европы и Японии, которые по темпам роста начали значительно обгонять США. В Японии за период 1960–1985 гг. по таким металлам, как ниобий, цирконий, редкие земли, литий, ванадий, галлий потребление возросло в 10–25 раз.

Рост потребления редких элементов в капиталистических странах удовлетворялся соответствующим увеличением их добычи (или импорта из стран третьего мира) и производства. Свидетельством большого внимания к добыче и производству редких металлов является тот факт, что только в 80-х годах за рубежом (без стран социализма) было построено около 20 химико-металлургических заводов.

Мы же в 60-е годы и до сих пор не ввели в действие ни одного ГОКа и ни одного завода.

Таким образом, как по абсолютной величине добычи, производства и потребления, так и по темпам их роста СССР уже резко отставал от ведущих капиталистических стран. И в этом главная причина чрезвычайной заторможенности нашего научно-технического прогресса. Правда, была резко расширена производительность Ловозерского ГОКа (за счет ввода в строй Умбозерского рудника), тем самым почти в два раза возросла добыча цериевых земель, тантала и ниобия. Но это радикально не меняло общей тенденции. СССР все равно на душу населения потреблял редких элементов недосыгаемо меньше ведущих капиталистических стран. Положение же с добычей, производством и потреблением редких металлов сейчас в России ухудшилось.

При этом Россия имеет самые крупные в мире детально разведанные месторождения церия, лития, иттрия, иттриевых и цериевых лантаноидов, циркония, гафния, тантала и ниобия. Имеются богатые месторождения бериллия, а также разведанные месторождения рубидия и стронция. Однако все они находятся в труднодоступных необжитых регионах Сибири, Заполярья и высокогорья. Поэтому освоение их в ближайшие 10–15 лет нереально из-за отсутствия у государства финансовых возможностей. Привлечение иностранных инвесторов маловероятно из-за низкой конкурентоспособности этих наших разведанных месторождений в сравнении с разрабатываемыми объектами за рубежом. В какой-то мере конкуренцию может составить только очень богатое Томторское месторождение ниобия, иттрия, иттриевых и цериевых лантаноидов (с попутными скандием и ванадием) в гидротермально перемывных корях выветривания карбонатитов (Якутия), но и оно расположено слишком далеко и в совершенно не освоенном районе. Поэтому в ближайшем будущем освоение новых месторождений вряд ли возможно.

Более того, как показывает изучение минерализации оксифильных редких металлов (Солодов, 1985, 1996, 1997 гг.), сегодня поиски новых крупных и богатых месторождений не имеют смысла, поскольку все они опять-таки могут быть найдены только на древних платформах, т.е. в таких же совершенно не обжитых географо-экономических условиях.

Стратегия обеспечения страны редкими металлами на ближайшие 15–20 лет должна быть направлена на вовлечение в промышленное использование всевозможных легко- и быстроосваиваемых объектов.

Прежде всего, следовало бы восстановить добычу на законсервированных или работающих на треть своей мощности редкометалльных ГОКах. Причем надо перерабатывать их руду на весь комплекс содержащихся в ней ценных компонентов. Например, Ловозерский лопарит может полностью обеспечить всю нашу перспективную потребность в тантале, ниобии, цериевых лантаноидах (в частности, и в лантане для сельского хозяйства), титане.

Лопарит содержит (в%): Nb_2O_5 – 8–10; Ta_2O_5 – 0,6; TiO_2 – 35–40; TR_2O_3 – 30–35. Все металлы нужны нашей промышленности и, самое главное, могут одновременно получаться при химико-металлургической переработке одного и того же, лопаритового, концентрата. Ниобиевая руда, если извлекать один ниобий, очень бедна (0,3% Nb_2O_5). У нас есть разведанные крупные месторождения с содержанием Nb_2O_5 0,6% (например, Белозиминское месторождение на Верхнем Саяне), но в пироклоре практически ценным является один ниобий. А в лопарите тантала в стоимостном отношении столько же, сколько и ниобия. Аналогично титан и редкие земли в лопарите стоят столько же, сколько ниобий. Иначе говоря, приведенное содержание всех полезных компонентов в переводе на ниобий в четыре раза больше, т.е. $0,3 \times 4 = 1,2\%$. Таких богатых руд в наших разведанных месторождениях ниобия не известно, т.е. Ловозерское месторождение даже по сравнению с Белозиминским в два раза богаче.

Наряду с собственным Ловозерским ГОКом в пределах гигантского Ловозерского массива площадью 600 кв. км с готовой инфраструктурой и квалифицированной рабочей силой давно изучены, по крайней мере, еще несколько новых типов редкометалльных руд, которые могут быть легко и быстро введены в эксплуатацию. Это, прежде всего, эвдиалиты Ловозерского массива, выходящие в центральной его части на поверхность. Запасы эвдиалита составляют миллионы тонн при содержании в нем оксидов (в%): циркония – 5; иттрия и иттриевых лантаноидов – 1,5; цериевых лантаноидов – 2,5; ниобия – 0,1; тантала – 0,015; гафния – 0,1.

Проблема бериллия решается довольно легко восстановлением добычи на Ермаковском месторождении флюоритовых метасоматитов с фенакитом и берtrandитом, которое за последние годы быстро отрабатывалось, а концентрат вывозился в Казахстан для химико-металлургического передела (где весь концентрат бериллия после распада СССР и остался). Но, к счастью, на месторождении с самыми богатыми рудами бериллия в мире (1,2% BeO) еще сохранилось примерно четверть запасов, которых нам вполне хватит на ближайшие 20 лет, а то и более.

Из оставшихся оксифильных редких металлов обеспечение нашей промышленности литием, рубидием и цезием может быть осуществлено двумя путями. Можно организовать их извлечение из флогопита Изумрудных копей. Здесь в отвалах более чем вековой отработки Малышевского месторождения с 60–70% флогопита содержится оксидов (в%): лития – 0,4, рубидия – 0,3 и цезия – 0,03. Запасы первых двух в отвалах превышают 100 тыс. т каждого, а цезия – 10 тыс. т. Технология извлечения редких щелочных металлов (РЩМ) путем слабокислотного выщелачивания разработана и многократно запатентована Малышевским рудоуправлением, ИМГРЭ и Институтом стекла еще 20 лет назад. Причем безотходная технология позволяет получать не только РЩМ, но и магний, азотно-калийные удобрения, а также новый сверхлегкий, кислото- и термостойкий материал – сипласт для использования в летательных аппаратах, аэро- космической технике (Буран), морских судах (термозащитные прокладки), строительстве облегченных зданий и т.п.

Другой путь – организация добычи лития, рубидия и цезия из лепидолита на Этыкинском танталит-лепидолитовом месторождении, полностью подготовленном к освоению. В лепидолите содержится 4% Li_2O , 0,4% Rb_2O и 0,02% Cs_2O . Запасов хватит на 100 лет. Оба объекта (Малышевское и Этыкинское месторождения) находятся в ведении Минатом России, что обеспечивает рациональный выбор объекта для первоочередного ввода в эксплуатацию.

Мировые запасы (без России и КНР) лития (металл) оцениваются Горным бюро США в 10 млн. т, а годовая добыча – в 11 тыс. т.

Цены (на конец 1996 г.) за 1 т литиевых концентратов (в долл. США): петалитового с содержанием 4,2% оксида лития – 147, сподуменового (7,25%) – 410. В последние годы цена лития резко понизилась.

Подтвержденные запасы цезия на начало 1991 г. в зарубежных странах оценивались в 111 тыс. т. Потребление рубидиевых продуктов в США не превышает 1 т, а цезиевой продукции – первые десятки тонн, в Японии – 30 т.

Поллуцит продавался в США в 1989 г. по 440 долл./т. Цены в конце 80-х годов (в долл./кг): Rb металлический чистотой 99,9% – 4710; Cs металлический чистотой 99,98% – 4420; соли Rb стандартных сортов – 4240; соли Cs – 3260.

В последние годы ведущее место в добыче бериллия заняли США, Китай. Общая добыча минералов бериллия в пересчете на BeO в 1993 г. составила 806 т.

Цены на импортные бериллиевые концентраты (10% BeO) в США за последние 5 лет находились на уровне 850 долл./т. Металл 98,5%-ной степени очистки ценился в 1993 г. в 495 долл./кг.

Крупными считаются месторождения с запасами BeO десятки тыс. т, рядовыми – 40–10 тыс. т. Богатые руды содержат 0,5% BeO и более, бедные – 0,04–0,1%. (Солодов и др., 1986).

Стронций – самый дешевый РМ, во-первых, может быть получен при переработке Хибинского апатита на удобрения по азотно-кислотной схеме. В апатитовом концентрате содержится 2,6–3,6% SrO, а также 0,9–1,1% TR, в том числе (в% от 100): La – 29,5; Ce – 46,4; Pr – 4; Nd – 14,6; Sm – 1,7; Eu – 0,5; Gd – 1,4; Tb – 0,2; Dy – 0,7; Ho – 0,2; Er – 0,3; Tm – 0,05; Yb – 0,4; Lu – 0,08.

По оценке Горного Бюро США, подтвержденные мировые запасы оксидов редких земель (без CHГ) на 1997 г. составляли 100 млн. т, в том числе: КНР – 43, США – 13, Австралия – 5,2, Индия – 1,1.

Оценка горного Бюро США далеко не полна. Не учтены разведанные запасы крупного бастанезитового месторождения Кызылкаорен в Турции (5,3 млн. т при содержании TR_2O_3 2,78%), месторождения щелочных гранитов Тор-Лейк в Канаде (1,1 млн. т при содержании TR_2O_3 1,7%), запасы в коре выветривания карбонатитов в Бразилии (десятки млн. т при содержании TR_2O_3 свыше 4%) и нефелин-калишпатового массива Томтор в Якутии.

Запасы Y_2O_3 оцениваются ориентировочно по его содержанию в ксенотиме (61% от суммы TR_2O_3) и монаците (около 2%). В последние годы разведаны крупные месторождения редкометалльных щелочных гранитов. Крупнейшими в мире промышленными существенно иттриево-земельными месторождениями являются Катугинское и Улут-Танзекское в России, Стрейндж-Лейк в Канаде.

В 1990 г. монацитовый концентрат стоил в США 650 долл./т, бастанезитовый – 2,87 долл./кг, мишметалл – 12 долл./кг, плав хлоридов 2,2 долл./кг.

Мировые запасы ZrO_2 (без CHГ) в 1994 г. оценивались в 52,2 млн. т, из них в Австралии 25,9 и ЮАР 15,3 млн. т в россыпях. Запасы HfO_2 – 1 млн. т.

Мировое производство цирконовых концентратов в 1995 г. превысило 1,4 млн. т. Первое место в мире по их производству занимает Австралия (800 тыс. т в год).

Циркон потребляется в виде концентратов или в виде диоксида циркония, лишь 10% концентрата перерабатывается в металл.

Цены на стандартный цирконовый концентрат в декабре 1996 г. возросли до 450–630 долл./т.

Эндегенные месторождения ниобия с запасами (в тыс. т) 100–500 считаются средними, 500–5000 – крупными, свыше 5000 – уникальными. Экзогенные месторождения с запасами 10–50 – средние, 50–500 – крупные, более 500 – уникальные.

Эндегенные месторождения с содержанием ниобия (в%) 0,1–0,3 считаются бедными, 0,3–0,6 – рядовыми, свыше 0,6 – богатыми. Соответственно экзогенные месторождения ниобия: до 0,1 – бедные, 0,1–0,3 – рядовые, свыше 0,3 – богатые.

Эндегенные месторождения тантала с запасами (в тыс. т) до 10 – мелкие; 10–100 – средние, более 100 – крупные. Экзогенные месторождения соответственно: менее 0,5 – мелкие, 0,5–5 – средние, более 5 – крупные. По богатству руд (в%) месторождения тантала группируются: эндегенные до 0,012 – бедные, 0,012–0,018 – рядовые, свыше 0,018% – богатые; экзогенные: до 0,004 – бедные, 0,004–0,008 – рядовые, более 0,008 – богатые.

2. ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

Элементы описываемых групп радиоактивных, благородных и редких металлов различаются по своим геохимическим свойствам, условиям переноса газовой-жидкими растворами и минералообразования. Однако в природных условиях они довольно часто дают крупные совместные концентрации в виде комплексных месторождений. Геохимические параметры этих элементов определяются их положением в периодической системе Д.И. Менделеева (рис. 2.1).

Геохимические свойства каждого элемента проявляются в закономерностях распределения в земной коре, в отдельных геологических формациях, подземных и поверхностных водах, в условиях миграции, приводящих к их концентрации или рассеянию.

2.1. Радиоактивные металлы

Из радиоактивных элементов, занимающих нижний ряд таблицы Менделеева, основными являются уран и торий. В связи с тем, что последний до настоящего времени не приобрел существенного промышленного значения, нами рассматриваются только месторождения урана.

Уран в периодической системе элементов Менделеева имеет порядковый номер 92, атомную массу 238,07 и является членом группы элементов семейства актиноидов. Известно три природных изотопа урана: U_{238} (99,2739%), U_{235} (0,7024%), U_{234} (0,0057%). Периоды их полураспада соответственно $4,51 \times 10^9$; $7,3 \times 10^8$ и $2,48 \times 10^5$ лет. U_{238} и U_{235} являются родоначальниками двух радиоактивных родов. Естественный распад U_{238} заканчивается накоплением стабильного изотопа Pb_{206} , а ряд U_{235} – изотопа Pb_{207} . Соотношения этих изотопов по достижении полного периода полураспада стабильны и используются для определения абсолютного возраста урановых руд.

																1	2
																H	He
3	4											5	6	7	8	9	10
Li	Be											B	C	N	O	F	Ne
11	12	13											14	15	16	17	18
Na	Mg	Al											Si	P	S	Cl	Ar
19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
K	Cu	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Kr
37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54
Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I	Xe
55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72
Cs	Ba	La	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	At	Rn
87	88	89	90	91	92	93	94	95	96	97	98	99	100	101	102	103	104
Fr	Ra	Ac	Th	Pa	U	Np	Pu	Am	Cm	Bk	Cf	Es	Fm	Md	No	Lr	Ku
58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71				
Ce	Pr	Nd	Pm	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu				

Рис. 2.1. Периодическая система элементов и положение в ней элементов описываемых групп

1 – радиоактивные элементы; 2 – благородные металлы; 3 – редкие элементы.

Содержания урана в земной коре — от 2×10^{-4} до $4 \times 10^{-4}\%$. Прослеживается закономерное его увеличение от пород ультраосновных к средним и кислым. Содержания в них соответственно $(0,5; 1,8; 3,5) \times 10^{-4}\%$.

Уран относится к элементам переменной валентности и в химических соединениях может находиться в состоянии U^{3+} , U^{4+} , U^{5+} и U^{6+} . Ион U^{3+} не характерен для природных условий. Он отличается высокой восстановительной активностью и переходит в более стабильную форму U^{4+} . Ион U^{5+} тоже неустойчив в природных условиях и достоверно известен лишь в искусственных соединениях. Ионы четырех- и шестивалентного урана имеют восьмизлектронную структуру внешней оболочки и обладают литофильными свойствами, высоким сродством к кислороду и встречаются в природе в виде оксидов или солей кислородных кислот. Четырехвалентные соединения урана слабо растворимы, а шестивалентный уран образует устойчивый в природных условиях комплексный катион уранильной группы $(UO_2)^{2+}$, что обеспечивает возможность его миграции.

Валентное состояние урана в геологических процессах во многом зависит от окислительно-восстановительного потенциала Eh и кислотности-щелочности среды pH . Уран по-разному ведет себя в эндогенных и экзогенных процессах. Собственно магматические процессы завершаются образованием пород различного состава — кислого, среднего, основного, ультраосновного, щелочного, ультращелочного. Распространенность урана в них определяется, прежде всего, их химическим составом. Наибольшие концентрации отмечаются в щелочных и ультращелочных породах типа сиенитов и лопаритовых луавритов — $(10-80) \times 10^{-4}\%$. Уран, как и торий, изоморфно входит в состав сложных силикатов и титанатов, таких как эвдиалит, лопарит, ферсманит и др. В породах кислого состава содержание урана составляет в среднем $(3-4) \times 10^{-4}\%$. Он накапливается как в виде примесей в акцессорных минералах (циркон, ортит, монацит, сфен, апатит и др.), так и в форме "подвижного" урана в микровключениях и межзерновых швах.

На поздней стадии кристаллизации гранитной магмы, характеризующейся повышающимся окислительным потенциалом, уран переносится и отлагается нагретыми минерализованными водными растворами (гидротермами), циркулирующими по системе трещин и зонам повышенной проницаемости горных пород. По данным Г.Б. Наумова (1978 г.), перенос урана возможен в гидротермальных растворах с высокой концентрацией углекислоты — до нескольких десятков граммов на 1 кг воды. Ассоциация урановых минералов с карбонатами наиболее распространена в природных условиях. Довольно часто настуран ассоциирует также с кварцем и флюоритом, что подтверждает присутствие в растворах кремния и фтора.

Наиболее распространенной считается концепция о переносе урана в форме иона уранила $(UO_2)^{2+}$ в виде уранил-карбонатных комплексов $UO_2(CO_3)_2(H_2O)_2^{2-}$ или $UO_2(CO_3)_3^{4-}$.

В верхних частях земной коры под воздействием атмосферы, поверхностных вод и биологических факторов развивается зона гипергенеза. В окислительной обстановке четырехвалентные соединения урана становятся неустойчивыми, и уран как элемент переменной валентности относительно легко переходит в легко растворимый ион уранила $(UO_2)^{2+}$ и может мигрировать в поверхностных водах на значительные расстояния. Обогащенные кислородом поверхностные воды весьма благоприятны для этого. Интенсивность процессов миграции определяется климатом и физико-химическими параметрами приповерхностных вод: кислотно-щелочными свойствами (pH) и окислительно-восстановительным потенциалом (Eh).

В виде легко растворимых комплексных соединений уран выщелачивается из коренных месторождений и горных пород и поступает в поверхностные водные растворы. Осаждение урана в зоне гипергенеза происходит на геохимических барьерах в зонах перехода от окислительной к восстановительной обстановке при изменении кислотно-щелочной среды. В зависимости от обстановки выделяют геохимические барьеры разных типов: восстановительные, восстановительно-сорбционные, нейтрализационные кислотно-щелочные. Уран сорбируется органическим веществом (торфяники, гумус, разлагающиеся животные и органические остатки); углеводородами, фосфата-

ми, глауконитом, глинами, гидроокислами железа и другими поверхностными продуктами, создавая основу для седиментного рудообразования. В процессе пластовой фильтрации ураносодержащих вод на восстановительных барьерах формируются крупные урановорудные залежи, приуроченные к зонам пластового окисления с четко выраженной окислительно-восстановительной зональностью.

При метаморфизме отмечается уменьшение содержания урана с увеличением степени метаморфизма. По А. Смыслову (1979 г.) породы зеленосланцевой фации содержат урана $2,8 \times 10^{-7}$, амфиболовой – $1,6 \times 10^{-4}$, а гранулитовой – $(0,4-1,0) \times 10^{-4}\%$. Это связывается с постепенным выносом урана при нарастании метаморфизма.

В природе известно более 100 урановых и ураносодержащих минералов. Наибольшее практическое значение имеют следующие минералы: уранинит, настуран (урановая смолка), урановая чернь, браннерит, коффинит, отенит, торбернит, цейнерит, карнотит (табл. 2.1).

Очень важное значение при оценке технологических свойств руд имеет их химический состав и состав вмещающих пород, обуславливающие выбор способа гидрометаллургической переработки.

Основной показатель качества руд – содержание в них урана. По его содержанию (в%) выделяются пять сортов руд: очень богатые (>1), богатые ($1-0,5$), средние ($0,5-0,25$), рядовые ($0,25-0,1$), бедные ($<0,1$).

При оценке технологических свойств урановых руд обязательно должны учитываться их минеральный состав и концентрации других полезных компонентов, форма их нахождения и возможности попутной добычи.

В природе, кроме собственно урановых, существуют и ураносодержащие минералы тория, циркония, редких земель. Они существенно различаются по технологическим свойствам. Наиболее легко уран извлекается из собственных минералов – карбонатов и сульфатов, фосфатов, арсенатов и молибдатов. Это, как правило, вторичные минералы зоны гипергенеза, в которых уран присутствует в шестивалентной форме и легко переходит в раствор при обработке слабыми растворами кислот или соды. Хорошо извлекается уран из руд, представленных основными урановыми минералами – настураном и урановыми чернями. Более устойчивыми к процессам выщелачивания являются коффинит и, особенно, браннерит. Очень трудно уран извлекается из ураносодержащих минералов (Бойцов В.Е., 1996). Поэтому при оценке руд следует учитывать их минеральный состав. В природе известно большое число собственно урановых месторождений с комплексом сопутствующих рудных минералов (табл. 2.2).

2.2. Благородные металлы

К благородным металлам относятся золото, серебро и шесть металлов платиновой группы: платина, палладий, рутений, родий, осмий, иридий.

Благодаря высокой химической стойкости, яркому красивому блеску и достаточной редкости они занимают среди других металлов особое место, что отражается в другом их названии – драгоценные металлы. Среди них, бесспорно, ведущее место принадлежит золоту.

Золото в периодической таблице элементов Д.И. Менделеева имеет электронную конфигурацию 4, 5, 6, атомный номер 79, атомную массу 196,967, 39 изотопов, в том числе один стабильный – Au^{197} с валентностью 1 и 3. Плотность золота – $19,32 \text{ г/см}^3$, температура плавления – 1063 град. Цельсия и кипения – 2966 град. Цельсия. Обладает наивысшей среди металлов ковкостью. Один грамм золота можно раскатать в лист площадью 1 м^2 .

Одним из важнейших свойств золота является его весьма высокая химическая инертность. Оно не растворяется ни в щелочах, ни в кислотах, за исключением царской водки (смесь 1 части азотной и 3 частей соляной кислот). Кларк золота – $4,3 \times 10^{-7}\%$.

Химические свойства золота определяются участием в реакциях электрона не только крайней оболочки, но и предыдущей. Поэтому степень валентности золота в его соединениях бывает не только +1, что соответствует номеру его группы в периодической таблице,

Урановые и урансодержащие минералы и агрегаты

Минерал	Формула	Сингония	Содержание урана, %
Главнейшие минералы урана			
Оксиды			
Уранинит	$k(\text{Th, TR, UO}_2) \cdot / \text{UO}_3 \cdot m\text{PbO}$	Кубическая	До 92
Настуран «урановая смолка»	$k\text{UO}_2 \cdot / \text{UO}_3 \cdot m\text{PbO}$	"	До 90
Урановая чернь	$\text{UO}_2, 70 - 2, 23$	Аморфная	До 60
Гидроксиды			
Янтзинит	$[\text{UO}_2(\text{OH})_2]$	Ромбическая	85
Беккерелит	$6[\text{UO}_2(\text{OH})_2]\text{Ca}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	"	80
Скупит	$8[\text{UO}_2(\text{OH})_2] \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	"	85
Биллетит	$6[\text{UO}_2(\text{OH})_2]\text{Ba}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	"	80
Ванденбрандент	$[\text{UO}_2(\text{OH})_2]\text{Cu}(\text{OH})_2$	"	76
Кюриит	$3\text{PbO} \cdot 8 \text{UO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	"	74
Титанаты			
Браннерит	$(\text{U, Ca, Th, Y})[(\text{Ti, Fe})_2\text{O}_6]$	Моноклиная	28-44
Давидит	$(\text{Fe, U})\text{TiO}_3(?)$	Тригональная	20
Силикаты			
Уранофан	$\text{CaH}_2[\text{UO}_2(\text{SiO}_4) \cdot 5\text{H}_2\text{O}]$	Моноклиная	67
В-Уранофан	$\text{CaH}_2[\text{UO}_2(\text{SiO}_4)]_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$	"	67
Склодовскит	$\text{MgH}_2[\text{UO}_2(\text{SiO}_4) \cdot 5\text{H}_2\text{O}]$	"	68
Казолит	$\text{Pb}_2[\text{UO}_2(\text{SiO}_4)] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	"	48
Солднит	$(\text{UO}_2)_{15}[(\text{OH})_2\text{Si}_6\text{O}_{17}] \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	Ромбическая	85
Коффинит	$\text{U}(\text{SiO}_4)_{1-x}(\text{OH})_x$	Тетрагональная	68
Ненадкевит	$(\text{U, Y, Ce, Th})\text{U}_x$	"	До 60
	$\text{X}(\text{Ca, Pb, Mg})(\text{SiO}_4)_2 \cdot x$		
	$x(\text{OH})_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$		
Карбонаты и сульфаты			
Резерфорднит	UO_2CO_3	Ромбическая	87
Ураноталлит	$\text{Ca}_2[(\text{UO}_2)(\text{CO}_3)]_3 \cdot (8-9)\text{H}_2\text{O}$	"	37
Шарнит	$(\text{UO}_2 \cdot \text{CO}_3) \cdot \text{H}_2\text{O}$	"	60
Шрекшггерит	$\text{NaCa}_3(\text{UO}_2)(\text{CO}_3)(\text{SO}_4)_2 \cdot x\text{F} \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	Гексагональная	31
Циппент	$[6\text{UO}_2(3(\text{OH})_2\text{SO}_4)] \cdot 12\text{H}_2\text{O}$	Моноклиная	73
Уранопилит	$[6\text{UO}_2(5(\text{OH})_2\text{SO}_4)] \cdot 12\text{H}_2\text{O}$	Триклиная	80
Поганинит	$\text{Ca}[\text{UO}_2 \cdot \text{PO}_3]_2 \cdot (10-12)x$	"	61
Фосфаты			
Отенит	$\text{Ca}[\text{UO}_2\text{PO}_4]_2 \cdot (10-12) \cdot \text{H}_2\text{O}$	Тетрагональная	60
Фосфуранилит	$(\text{UO}_2)_x(\text{PO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	Моноклиная	75
Торбернит	$\text{Cu}[\text{UO}_2\text{PO}_4]_2 \cdot (8-12)\text{H}_2\text{O}$	Тетрагональная	61
Салент	$\text{Mg}[\text{UO}_2\text{PO}_4]_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	Псевдотетрагональная	63
Ураноцирит	$\text{Ba}[\text{UO}_2\text{PO}_4]_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	Тетрагональная	57
Арсенаты			
Ураноспиннит	$\text{Ca}[\text{UO}_2\text{AsO}_4]_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	"	57
Трейерит	$(\text{UO}_2)_x(\text{AsO}_4)_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$	"	65
Цейнерит	$\text{Cu}[\text{UO}_2\text{AsO}_4]_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	"	56
Повачекит	$\text{Mg}[\text{UO}_2\text{AsO}_4] \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	"	60
Ванадаты			
Ферганит	$(\text{UO}_2)_2[\text{VO}_4]_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	Ромбическая	69
Гюямунит	$\text{Ca}[(\text{UO}_2)_2\text{V}_2\text{O}_8] \cdot (5-8)\text{H}_2\text{O}$	Тетрагональная	57
Кариотит	$\text{K}_2[(\text{UO}_2)_2\text{V}_2\text{O}_8] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	Моноклиная	64
Сенджерит	$\text{Cu}_2[(\text{OH})_2(\text{UO}_2)_2\text{V}_2\text{O}_8] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	"	52
Молибдаты			
Умохонт	$[(\text{UO}_2)\text{MoO}_4] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	"	57
Молауранит	$\text{U}_3[\text{UO}_2(\text{OH})_4(\text{MoO}_4)] \cdot 17\text{H}_2\text{O}$	Аморфная	42
Иригинит	$\text{U}[\text{OHMoO}_4]_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	Моноклиная	42
Асфальтоподобное вещество			
Тухолит, карбурит	"	"	До 70 (в золе)

Минерал	Формула	Сингония	Содержание урана, %
<i>Урансодержащие минералы Th, Zr, и TR</i>			
Торианит	ThO ₂	Кубическая	До 40
Торит	ThSiO ₄	Тетрагональная	До 1-2
Ураноторит	(Th, U)SiO ₄ ·nH ₂ O	"	До 17
Торогуммит	(Th, U)(SiO ₄) _{1-x} (OH) _{4x}	"	До 31
Монацит	(Ce, Th, U)(PO ₄)(SiO ₄)	Моноклиная	1
Ксенотим	(Y, U)PO ₄	Тетрагональная	5
Лопарит	(Ca, Ce, U)(Nb, Ta, Ti)O ₃	Кубическая	0,0 и
Фюргюсонит	(Y, Fe, U)(Nb, Ta, Ti)O ₄	Тетрагональная	До 10
Гатчеттолит	(Ca, U, Fe...)(Nb, Ta, Ti...) ₂ O ₆ ·(F, OH)·6H ₂ O	Кубическая	До 15
Бетафит	(Ca, TR, U)(Nb, Ta, Ti) ₃ O ₉ ·nH ₂ O	"	До 25
Самарскит	4(U, Fe)(Nb, Ta, Ti) ₂ O ₈	Моноклиная	До 20
Эвксенит	(Y, Ce, U, Fe) ₂ (Nb, Ta, Ti) ₂ O ₆	Ромбическая	До 20
Менделеевит	(TR, Ca, U, Fe)(Nb, Ta, Ti) ₂ O ₆ ·2H ₂ O	Кубическая	До 30
Пироклор	(Ca, Ce, U) ₂ (Nb, Ta, Ti) ₂ O ₆ ·(OH, F)	"	До 12
Циркон	ZrSiO ₄	Тетрагональная	До 1
Циртолит	(Zr, U)(SiO ₄) _{1-x} (OH) _{4x}	"	До 2,5
<i>Агрегаты, содержащие сорбированный уран</i>			
Гидрат	SiO ₂ ·n H ₂ O	-	До 0, и
Алюфан	m Al ₂ O ₃ ·n SiO ₂ ·p H ₂ O	-	До 0, и
Лимонит	Fe ₂ O ₃ ·nH ₂ O	-	До 0,0 и
Псиломелан	m MnO·MnO ₂ ·n H ₂ O	-	До 0,0 и
Фосфориты	-	-	До 1
Монтмориллонит и другие минералы глины	-	-	До 0, и
Углеродистые органические вещества	-	-	До и

но и большая, чаще +3. С другой стороны, его химическая активность, прежде всего, зависит от потенциала ионизации, т.е. от количества энергии, необходимой для удаления электронов с электронных оболочек. Потенциал ионизации золота высок, в частности значительно больше серебра. Это определяется тем, что атомное ядро золота интенсивно притягивает электроны, в том числе и находящиеся на крайних электронных оболочках. Это связано со слабым экранирующим воздействием нижележащих электронных оболочек на вышележащие, особенно на внешнюю с ее одним электроном. Притяжение его к ядру столь значительно, что этот электрон не только крепко удерживается на своей оболочке, но и может проникать в электронное поле нижележащей оболочки, препятствуя ионизации атома золота. Что касается второго и третьего потенциалов ионизации золота — потери его атомами второго и третьего электронов, то они тоже имеют высокие значения, причем третий потенциал ниже второго. Этим и объясняется то, что кроме валентности +1 второй возможной валентностью золота является +3.

Степень ионизации зависит также и от сродства атомов элемента к электрону. По этому показателю золото близко к теллуру, селену, сере, галогенам, с которыми оно образует природные соединения.

Благоприятное сочетание перечисленных энергетических величин обеспечивает особую химическую инертность золота и его способность восстанавливаться до самородного состояния. Тем не менее, как указывает И.Я. Некрасов (1991 г.), инертное и плохо растворимое в обычных растворах, даже содержащих галогениды и сероводород, золото может интенсивно реагировать в многометалльных растворах с висмутом, сурьмой, мышьяком и др. и давать с ними сложные интерметаллиды (ауристобит, мальдонит и

Типы комплексных урановых руд и минеральный состав

Типы руд по ассоциации элементов	Минералы	
	Урановые	Сопутствующие рудные
Золото-урановые	Уранинит, настуран	Золото
Золото-урановые	Браннерит	Золото, серебро
Уран-железные	Уранинит, настуран	Гематит, магнетит
Уран-медные	Настуран, урановые черни	Халькопирит, борнит, халькозин
Уран-молибденовые	Настуран, коффинит	Молибденит, повеллит, вульфенит
Уран-медно-молибденовые	Уранинит, настуран	Халькопирит, молибденит
Уран-полуметаллические	Настуран, урановые черни	Галенит, сфалерит
Уран-медно-висмутовые	Настуран, уранинит	Висмутин, самородный висмут, халькопирит
Уран-медно-кобальтовые	Настуран, уранинит	Халькопирит, борнит, халькозин, самородная медь, кобальтин
Уран-никель-кобальт-серебро-висмутовые	Настуран, урановые черни	Диарсениды и сульфоарсениды никеля, кобальта, серебра, висмутин, самородный висмут и серебро
Уран-никель-кобальтовые	Настуран	Миллерит, кобальтин, полидимит

др.). При высокой активности теллура, селена, серы золото в присутствии серебра может вступать в реакцию сразу с несколькими компонентами, образуя сульфотеллуриды, сульфоселениды и сульфоселенотеллуриды. В последние годы, благодаря применению точных локальных методов анализа (микрозондовый, рентгеноспектральный и др.) состава мелких выделений минералов, количество известных в природе золотосодержащих минералов увеличилось вдвое и достигло 40. В справочнике О.Е. Юшко-Захаровой и др. (1986 г.) было описано 22 минерала золота. Кроме этого, удалось существенно уточнить и составы ранее известных минералов золота.

Однако вновь открытые минералы, в основном, имеют весьма ограниченное распространение и резко подчиненную роль. Они встречаются в виде тонких реакционных каемок вокруг ранних основных выделений золота и его теллуридов. Образование их связано с реакциями растворов поздних стадий гидротермального процесса с ранее выделившимися минералами золота. Часть их представляет собой продукты разложения этих минералов в зоне гипергенеза.

Важнейшим промышленным минералом золотых месторождений является самородное золото. В рудах оно присутствует в виде неправильных обособлений (зерна, пленки, нити, дендриты), реже образует кристаллы и их агрегаты. По размеру выделения золота подразделяются на дисперсные (до 10 мкм), мелкие (до 0,1 мм), средние (до 1 мм), крупные (до 5 мм) и самородки (более 5 мм при массе не менее 10 г). Наиболее крупные самородки золота, найденные в месторождениях золота в СССР, – 36,2 кг (Большой Треугольник), в Австралии – 93,3 кг (плита Холтермана).

Из всех известных золотосодержащих минералов подавляющую роль играют его природные соединения с серебром, известные как самородное золото, электрум, кюстелит.

Несравненно меньшее значение имеют природные соединения с ртутью, платиной и металлами ее группы (иридид, родит), а также с висмутом, сурьмой, оловом, медью, присутствующие лишь в отдельных типах месторождений. Содержание золота в его

природных сплавах, а также в искусственных ювелирных-лигатурных сплавах определяется в промиях и характеризует пробность золота (585, 960 и др.)

Детальные исследования показали, что распределение серебра в объеме кристаллической решетки золота далеко не всегда является равномерным и упорядоченным. По мере возрастания количества серебра повышается нестабильность кристаллической решетки вплоть до ее распада на 2 фазы. В высокопробном золоте неоднородности строения кристаллической решетки не отмечается, зато в низкопробном она присутствует всегда.

Минеральные фазы золота с содержанием серебра 35–65 ат.% относят к электруму (проба золота в нем 650–350), а 65–85% – к кюстелиту (проба его золота 350–150).

При дальнейшем повышении содержания серебра в рудообразующей системе более 85% происходит резкое снижение в минералах содержания золота (от долей до 2%), и образуется золотистое серебро.

Кроме соединений золота с серебром, выделяются аурикуприт – Au_2Cu_3 , ауристибнит – AuSb_2 , родит – Au (Pt, Rh, Jr, Pd) и др.

Важными по своему значению после самородных металлов являются теллуриды золота и серебра. Эти минералы относят к интерметаллическим соединениям металлов с полуметаллами.

В этих минералах содержится значительная доля промышленного золота, в основном в близповерхностных золото-серебряных месторождениях вулканических поясов. По химическому составу выделено 9 теллуридов – калаверит AuTe_2 , сильванит $(\text{Au}, \text{Ag})\text{Te}_2$, креннерит $(\text{Au}, \text{Ag})\text{Te}_2$, петцит Ag_3AuTe_2 и др.

Руды этого минералогического типа технологически менее благоприятны для эффективного получения из них золота, т.к. из теллуридов оно не извлекается цианированием. Однако, в связи с легкой окисляемостью теллуридов в зоне окисления, они присутствуют уже в разложенном виде с выделением при их распаде самородного, в том числе так называемого “горчичного” золота.

Следующий класс минералов золота представлен сульфидами, сульфоселенидами и селенидами золота. Десять известных минералов этого класса открыты в основном недавно на золото-серебряных месторождениях и представляют лишь минералогический интерес.

Последний тип золотосодержащих минералов, выделенный И.Я. Некрасовым, представлен оксидами и гидроксидами золота. Эти минералы еще слабо изучены. Они могут образоваться локально в зоне цементации некоторых золотосеребряных месторождений в участках аномально высокой активности кислорода и серы в процессе растворения ранних теллуридов и золота. Представляют лишь минералогический интерес.

Важное место в разрабатываемых месторождениях золота занимают руды с тонкорассеянным золотом, находящимся в других минералах. Содержание золота в них достигает сотен г/т. Однако даже при максимальном увеличении под микроскопом очень трудно определить его минеральную форму.

Среди этих золотосодержащих минералов основными являются сульфиды – арсенипирит, пирит, халькопирит, галенит, антимонит, пирротин, сфалерит, киноварь, таллахит, а также некоторые сульфоселеноарсениды и магнетит.

Установлено равномерное изоморфное вхождение тонкодисперсного золота в основной золотосодержащий минерал – арсенипирит, с которым связаны крупные запасы золота на многих месторождениях. Содержание золота в арсенипирите достигает 4 кг/т, однако эти руды являются технологически упорными, выделяющийся при их разложении высокотоксичный мышьяк делает невозможным использование при их переработке для вскрытия золота окисляющего обжига.

Серебро. В периодической таблице серебро занимает промежуточное положение в ряду медь – серебро – золото. Плотность его 10,5, атомный номер 47. Образует два стабильных природных изотопа: Ag^{107} , присутствующий в количестве 51,84%, и Ag^{109} – 48,16%. Из более 40 его искусственных изотопов в качестве меченых атомов используются два – Ag^{110} с периодом полураспада 249,8 дня и Ag^{111} – 7,47 дня.

Кларковое содержание серебра в земной коре составляет: в кислых породах – $11 \times 10^{-6}\%$, в средних – $15 \times 10^{-6}\%$, в основных – $16,5 \times 10^{-6}\%$, в ультраосновных – $14 \times 10^{-6}\%$.

Серебро является наиболее распространенным и дешевым из благородных металлов. Оно устойчиво в водно-кислородной среде, но при наличии соединений серы вступает с ней в реакцию и чернеет в связи с образованием черного сульфидного слоя. Серебро растворимо в серной и азотной кислотах.

Характеризуется токсичностью для бактерий, что используется при изготовлении из него культовой и дорогой посуды, но в последнее время наметилась возможная канцерогенность серебра для высших животных и человека.

Серебро относится к сульфурофильным элементам, что выражается в образовании им большого количества природных соединений с серой и селеном. Характерно постоянное присутствие серебра в качестве примеси в сульфидах других металлов. Для него характерны как относительная легкость вступления в химические связи, так и достаточная способность восстанавливаться до самородного металла. Практическое равенство атомных радиусов серебра и золота объясняет его постоянное присутствие в переменных количествах в самородном золоте, определяя его пробы.

Одновременно отмечается практическое отсутствие золота в самородном серебре.

Активно вступая в химические реакции с металлами и неметаллами, серебро образует до 100 минералов, среди них отмечают: самородная форма, интерметаллиды, сульфиды, арсениды, сульфосоли, окислы, галоиды.

На поведение серебра в геохимических процессах важную роль играет близость размеров его ионных радиусов (в одно- и двухвалентном состоянии) с калием и закисным железом. Как отмечает М.М. Константинов, сидерофильные свойства серебра проявляются в образовании серебряных колчеданов – аргентопирита, штернбергита, ялпита, представляющих собой двойные сульфиды железа и серебра. Последние характерны для медно-колчеданных месторождений, связанных с базальтоидным магматизмом начального этапа развития эвгеосинклиналей.

Основное количество серебра в серебросодержащих месторождениях присутствует в сульфидах и в субмикроскопической самородной форме. Ограниченная часть серебра заключена в породообразующих минералах (адуляр и др.).

В гидротермальных жильно-прожилковых месторождениях характерно значительное количество минеральных видов серебра. Это сложные сульфиды, в состав которых, кроме серебра, входят 5–6 других элементов с содержанием серебра до 20–40% – блеклые руды, сульфовисмутиды, сульфоантимониды, сульфосоли. Для большинства этих минералов характерен изоморфизм в анионной и катионной части, с чем связано непостоянство их состава.

В рудах собственно серебряных месторождений (золотосеребряных, сереброполиметаллических), образующихся, как правило, в близповерхностных условиях, характерны обогащенные серебром сульфиды, селениды, теллуриды, интерметаллиды, сульфосоли. Позже других минералов отлагается самородное серебро.

Для месторождений медно-порфиrowого типа характерны, прежде всего, серебро-содержащие блеклые руды и серебряные сульфосоли.

Металлы платиновой группы (МПГ), среди которых обычно в рудах резко преобладает платина, объединяют сходные геохимические свойства и совместная концентрация в природных процессах. Они занимают положение в VIII группе периодической таблицы Менделеева (см. рис. 2.1). По величинам атомной массы и плотности они делятся на тяжелые МПГ – платина, иридий и осмий и относительно легкие – палладий, рутений и родий. По распространенности в земной коре и способности к концентрации в содержащих их минералах выделяют относительно распространенные металлы этой группы – платина и палладий и редкие, к которым принадлежат остальные металлы платиновой группы. Содержание в земной коре всех МПГ весьма низкое. Наиболее распространенная платина имеет кларк около $10^{-5}\%$. Наименьшее содержание в земной коре характерно для осмия – менее $10^{-6}\%$. Наибольшие содержания МПГ связаны с ультраосновными магмами (содержание платины $5,1 \times 10^{-6}\%$). В дунитовых массивах пла-

тина концентрируется в хромшпинелидах. В пироксенитах и перидотитах платина, иридий и осмий ассоциируют с хромитами и титаномagnetитом. На месторождениях, связанных с гипербазитами Урала, платина, иридий и осмий присутствуют в основном в самородном виде и в интерметаллических соединениях. Палладия в них мало. Близкая картина наблюдается и в расслоенной интрузии гипербазитов Стиллуттер (США) с пластообразными телами хромитов, в которых МПГ присутствуют в виде самородных элементов, а также сульфидов и арсенидов.

В основных интрузиях содержание платины в 2 раза меньше, а в кислых – на порядок меньше, чем в ультраосновных.

С основными магмами связаны сульфидные ликвационные медно-никелевые месторождения, в которых МПГ, а также золото присутствуют в самородном виде, в сплавах с другими металлами и в большой группе содержащих их других минералов – сульфидов, теллуридов, висмутидов, арсенидов и др.

Крупнейшие месторождения МПГ связаны с расслоенными основными ультраосновными интрузивными породами Бушвельдского массива (ЮАР). Эти месторождения относятся к промежуточному хромит-малосульфидному типу с протяженными пластообразными рудными залежами, для которых характерно значительное преобладание платины над палладием и другими МПГ.

В классификации В.М. Гольдшмидта, составленной по величинам атомных объемов, МПГ занимают среди тяжелых элементов с атомными номерами больше 40 отчетливых минимума, что характерно для сидерофильных элементов, образующих сплавы с железом и считающихся типичными для глубинных частей Земли (мантия, ядро).

По строению атомов платиноиды, как и другие сидерофильные элементы, обладают 8–10 электронными оболочками. При этом только у рутения и осмия наблюдается устойчивая конфигурация с 8 электронами на внешних орбитах. Этим объясняется их способность выделяться в самородном состоянии, а в случае окисления приобретать 8-валентное состояние. Последнее отличает их от остальных МПГ, которые по строению электронных оболочек располагаются в последовательности рутений – родий – палладий (в ряду легких) и осмий – иридий – платина (в ряду тяжелых). При этом уменьшаются их кислотные свойства, которые практически не проявлены у палладия и платины, для которых особенно характерна тенденция к выделению в самородном состоянии. Кроме того, эти элементы отличаются наибольшим проявлением халькофильных свойств, что важно для понимания их минералогических особенностей. Окислительно-восстановительные свойства практически не проявляются у осмия и иридия, и они не принимают участия в химических реакциях.

В горных породах и рудах МПГ встречаются в самородном состоянии, в виде природных сплавов – металлических твердых растворов платиновых металлов, в интерметаллических соединениях МПГ со свинцом, оловом, висмутом, теллуrom, сурьмой и мышьяком, в сульфидах и сульфоарсенидах МПГ, а также в виде их включений в рудообразующие сульфиды.

Последняя форма нахождения МПГ не является минералогической, но она является одной из главных форм вхождения МПГ в руды, и ее надо учитывать при изучении технологии обогащения сульфидных руд, содержащих МПГ.

Общее количество минералов МПГ достаточно велико. В справочнике “Минералы благородных металлов” (1986 г.) таких минералов выделено 92. Однако основное значение из них имеют 10–15 минералов. Выделить эти минералы нам позволил анализ данных о важнейших минералах МПГ на месторождениях, определяющих подавляющий объем их добычи в мире, а именно – Бушвельдского комплекса ЮАР, Норильско-Талнахского, Уральского и Кольского районов России, Стиллуттер США и Камбалда Австралии:

- 1) Ферроплатина и изоферроплатина, $PtFe-Pt_3Fe$;
- 2) Сперрилит, $PtAs_2$;
- 3) Брэггит, $(Pt, Pd)S$;

- 4) Мончеит, $Pt(Te, Bi)_2$;
- 5) Высоцкит, $(Pd, Ni)S$;
- 6) Арсенопалладит, $Pd_3(As, Sb)_2$;
- 7) Куперит, PtS ;
- 8) Лаурит, $(Ru, Jr, Os)S_2$;
- 9) Стибиопалладит, Pd_3Sb_3 ;
- 10) Котульскит, $Pd(Te, Bi)$.

Остальные минералы МПГ присутствуют преимущественно в 1–2 из вышеназванных основных или других районов их добычи или на отдельных месторождениях.

В подавляющих случаях размеры выделений этих минералов составляют микроны до первых десятков микрон. Они тесно связаны с сульфидами и арсенидами, а также с хромшпинелидами и титаномagnetитом. Распределение минералов МПГ и содержаний МПГ в рудах очень неравномерно.

Для всех минералов МПГ характерна изменчивость их химического состава в связи с большой ролью изоморфных замещений.

Золото, часто присутствующее на месторождениях МПГ, тоже в основном находится в тонкорассеянном виде в сульфидах и частично в совместных выделениях с МПГ.

В коренных месторождениях содержание МПГ составляет от 1 г/т до первых десятков г/т, в россыпях – десятые доли г/т, как и в комплексных сульфидных рудах.

Учитывая микронные и субмикронные размеры выделений МПГ и их обычную приуроченность к сульфидам и хромшпинелидам, технология получения этих металлов включает сначала гравитационно-флотационное обогащение руд и выделение из них концентратов этих минералов. Последующие процессы включают металлургическую переработку концентратов, и затем рафинирование и окончательное аффинажное разделение и очистку металлов.

2.3. Редкие элементы

Все редкие элементы по своим геохимическим свойствам попадают в три группы: халькофильные (сульфуροфильные) – Cd, Ga, In, Tl, Ge, Se, Te; сидерофильные – Sc, V; литофильные (оксифильные) – Li, Rb, Cs, Be, Sr, Y, Ln, Zr, Hf, Nb, Ta, Re. Из всех редких элементов собственные месторождения образуют только литофильные металлы. Их основные геохимические параметры приведены в табл. 2.3. Кларки у большинства из них составляют десятитысячные и тысячные доли процента и лишь у стронция и циркония превышают одну сотую (соответственно 0,03 и 0,0135%), а у Tb, Ho, Tm и Lu, наоборот, опускаются до сотых долей процента. Кларки лантаноидов с нечетными номерами всегда меньше, чем у четных.

Наивысшие содержания Li, Rb, Cs наблюдаются в гранитах; Sr – в щелочных породах, особенно в щелочно-ультраосновных массивах, и иттрия и иттриевых лантаноидов, циркония и гафния – в щелочных гранитах и агпайтовых нефелиновых сиенитах, у цериевых лантаноидов – в щелочных сиенитах, ниобия и тантала – в щелочных породах, особенно в щелочных гранитах, кимберлитах и агпайтовых нефелиновых сиенитах (в Ловозерском массиве даже 0,1% Nb_2O_5).

Любопытная закономерность: с возрастанием номера редких металлов в I группе от лития к цезию температура плавления и кипения уменьшается, аналогично во II группе от Be к стронцию и в III группе от Sc к La, тогда как у металлов в IV группе от циркония к гафнию и в V группе от ниобия к танталу – возрастает.

Всего в природе выявлено более 400 собственных минералов только литофильных редких металлов, из которых многие имеют или могут иметь в будущем промышленное значение (табл. 2.4). Наибольшее их количество у Li, Be, Sr, цериевых лантаноидов, иттрия и иттриевых лантаноидов, Zr, Nb и Ta (табл. 2.4). Количество собственных минералов тем больше, чем выше потенциал ионизации и чем выше кларк. Ранее на примере пегматитов было показано (Солодов, 1962, 1971), что каждый элемент образует собственные минералы лишь по достижении при данных РТ условиях определенной,

Таблица 2.3

Основные характеристики литофильных редких металлов

Металл	Атомная масса, г/куб. см	Валентность в природных соединениях	Радиус валентного иона, нм	Плотность, г/куб. см	Температура плавления, С	Температура кипения, С	Потенциал ионизации, эВ	Кларк, г/т	Количество минералов, шт.	Год открытия	Мировые запасы, тыс. т. (в оксидах)	Мировая добыча, т/год (в оксидах)
0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Li	6,9	1	0,068	0,53	180	1317	5,39	27	55	1817	25000	12000
Rb	85,5	1	0,149	1,5	39	705	4,18	82	1	1861	2500	n
Cs	133,0	1	0,165	1,9	28,5	688	3,89	5	8	1860	50	10n
Be	9,0	2	0,03	1,85	1285	2970	18,21	1,5	60	1798	1000	400
Sr	87,6	2	0,12	2,63	770	1383	10,86	300	45	1790	100000	50000
Y	88,9	3	0,106	4,47	1509	2930	6,53	23	*	1794	**	***
La	138,9	3	0,122	6,19	920	3470	5,61	18		1839		
Ce	140,1	3(4)	0,118	6,77	795	3130	6,54	46		1873		
Pr	140,9	3	0,116	6,77	935	3130	5,76	5,5		1885		
Nd	144,2	3	0,115	7,01	1024	3030	5,46	24		1885		
Sm	150,4	3	0,113	7,24	1072	1900	5,7	6,5		1879		
Eu	152,0	3(2)	0,113	5,24	826	1440	5,68	0,5		1901		
Gd	157,2	3	0,111	7,87	1312	3000	6,16	6,4		1881		
Tb	158,9	3	0,109	8,56	1356	2800	6,74	0,9		1843		
Dy	162,9	3	0,109	8,56	1407	2600	5,80	5		1886		
Ho	164,9	3	0,105	8,80	1461	2600	6,19	1,2		1879		
Er	167,3	3	0,104	9,06	1497	2900	6,3	4		1843		
Tm	168,9	3	0,104	9,32	1545	1730	5,81	0,4		1879		
Yb	173,0	3	0,100	6,96	824	1430	6,12	2,7		1878		
Lu	175,0	3	0,099	6,85	1632	3330	5,41	0,8		1907		
Zr	91,2	4	0,082	9,45	1825	3700	12,92	173	50	1789	10000	60000
Hf	178,5	4	0,082	13,09	2222	5500	14,9(2)	4,5	1	1923	200	-
Nb	92,9	5	0,066	8,5	2415	3300	49,3	17	108	1801	15000	16000
Ta	180,9	5	0,066	16,6	2996	5300	44,8	1,5	47	1802	200	1000
Re	186,2				3180	5600		0,7	6	1925		

* Известно 130 минералов иттрия и лантаноидов, из них 72 минерала цериевоземельных и 58 – иттриевоземельных;

** Мировые запасы оксидов иттрия и лантаноидов превышают 100 млн. т.;

*** Мировая добыча оксидов иттрия и лантаноидов в 90-ых годах превышал 60 тыс. т.

Содержание редких элементов в основных редкометалльных минералах

Минерал	Химическая формула	Содержание редких элементов, %
1	2	3
Амблигонит	$\text{LiAl}[\text{PO}_4]\text{F}$	Li_2O 6-8
Апатит	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH})$	TR_2O_3 до 12
Бавенит	$\text{Ca}_4[(\text{Al}, \text{Be})_2\text{Si}_2(\text{O}, \text{OH})_{2,5}](\text{OH})_2$	BeO 6,3-7,7
Бадделит	ZrO_2	ZrO_2 95-99
Барилит	$\text{BaBe}_2[\text{Si}_2\text{O}_7]$	BeO 15,5-16
Бастнезит	CeCO_3F	TR_2O_3 57-76,8
Берилл	$\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$	BeO 10,5-14,3
Берtrandит	$\text{Be}_4[\text{Si}_2\text{O}_7](\text{OH})_2$	BeO 39,5-42,6
Бетафит	$(\text{U}, \text{Ca})_{2-x}(\text{Nb}, \text{Ti}, \text{Ta})_2\text{O}_{6-x}(\text{OH})_{1+x}$	Nb_2O_5 21-35; Ta_2O_5 1-14
Бехонт	$\text{Be}(\text{OH})_2$	BeO 56
Бикитант	$\text{LiAl}[\text{SiO}_3]_2\text{H}_2\text{O}$	Li_2O 6,5
Биотит цезиевый	$\text{K}, \text{Cs}(\text{Mg}, \text{Fe})_3[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$	Rb_2O 1-2; Cs_2O 7,5
Браннерит	UTi_2O_6	TR_2O_3 9,75
Висмутомикролит	$(\text{Na}, \text{Ca}, \text{Bi})\text{Ta}_2\text{O}_6\text{F}$	Nb_2O_5 0,08; Ta_2O_5 79,7
Висмутотанталит	$\text{Bi}(\text{Ta}, \text{Nb})\text{O}_4$	Nb_2O_5 1-15; Ta_2O_5 30-51
Воджинит	$(\text{Ta}, \text{Nb}, \text{Mn}, \text{Sn}, \text{Fe})_2\text{O}_4$	Nb_2O_5 1,5-16; Ta_2O_5 53-71
Воробьевит	$(\text{Be}, \text{Cs})\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$	Rb_2O до 1,62; Cs_2O до 7,5
Гагаринит	$\text{Na}(\text{Y}, \text{Ca}, \text{Na})_2\text{F}_6$	TR_2O_3 54,0-56,7
Гадоллинит	$(\text{TR}, \text{Ca})_2\text{FeBe}_2[\text{SiO}_4](\text{O}, \text{OH})_2$	TR_2O_3 30,4-55,8; BeO 5,5-12,9
Гатчеттолит	$(\text{Ca}, \text{U})_{2-x}(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_4(\text{OH})$	Nb_2O_5 24-34; Ta_2O_5 23-30
Гельберграндит	$\text{Be}_4[\text{Si}_2\text{O}_7](\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$	BeO 4,2
Гельвин	$\text{Mn}_4[\text{BeSiO}_4]_3\text{S}$	BeO 8,9-14,9
Гентгельвин	$\text{Zn}[\text{BeSiO}_4]_3\text{S}$	BeO 12-12,7
Гольмквистит	$\text{Li}_2(\text{Mg}, \text{Fe})(\text{Fe}, \text{Al})_2[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH}, \text{F})_2$	Li_2O 2,1-3,5
Даналит	$\text{Fe}_4[\text{BeSiO}_4]_3\text{S}$	BeO 12,-14,7
Исхиолит	$(\text{Fe}, \text{Mn})(\text{Ta}, \text{Nb}, \text{Sn})_2\text{O}_6$	Nb_2O_5 7,6-12,8; Ta_2O_5 60,6-70,5
Нальменорутил	$(\text{Ti}, \text{Nb}, \text{Ta}, \text{Fe})\text{O}_2$	Nb_2O_5 4,68-32,15; Ta_2O_5 до 20,5
Иттробастнезит	$\text{Y}(\text{CO}_3)\text{F}$	TR_2O_3 до 65
Иттробригтолит	$(\text{Y}, \text{Ca})_2\text{Si}_6\text{O}_{24}(\text{OH})_2$	TR_2O_3 57,1-54,4
Иттрооргит	$\text{YCaFeAl}_2[\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7]\text{O}(\text{OH})$	TR_2O_3 10,3-10,8
Итросинхизит	$\text{YCa}[\text{CO}_3]_2\text{F}$	TR_2O_3 ~50
Иттрофлюорит	$(\text{Ca}, \text{Y})(\text{F}, \text{O})_2$	TR_2O_3 16,23-20,9
Ишвалкант	$(\text{Fe}, \text{U}, \text{Y})_2(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_7$	Nb_2O_5 25-37; Ta_2O_5 19-15
Катакент	$\text{Na}_2\text{Zr}[\text{SiO}_3]_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	ZrO_2 23,0-33,0
Карбоцерант	$(\text{Ce}, \text{Na}, \text{Sr}, \text{Ca})\text{CO}_3$	Nb_2O_5 до 76,0; Ta_2O_5 до 39,0
Колумбит	$(\text{Fe}, \text{Mn})\text{Nb}_2\text{O}_6$	Nb_2O_5 до 76,0; Ta_2O_5 до 39,0
Криофиллит	$\text{K}(\text{Li}, \text{Fe}, \text{Al})_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{Fe}, \text{OH})_2$	Li_2O 5,0-5,5
Ксенотим	YPO_4	TR_2O_3 56,72-62,15
Кукент	$\text{LiAl}_4[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_8$	Li_2O 0,8-4,3
Лепидолит	$\text{Klim}(\text{Fe}, \text{Mg})_2\text{Al}_2[\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{F}, \text{OH})_2$	Li_2O 3,2-5,7
Лепидолит рубидиевый	$(\text{K}, \text{Rb})\text{LiAl}[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{F}, \text{OH})_2$	Rb_2O 3,0-4,5; Cs_2O 0,4-1,0
Лейкофан	$\text{CaNa}[\text{BeSi}_2\text{O}_6]\text{F}$	BeO 10,0-12,0
Лопарит	$(\text{Ce}, \text{Na}, \text{Ca})(\text{Ti}, \text{Nb})\text{O}_3$	TR_2O_3 30,6-35,9 Nb_2O_5 7,1-20,2
Луешит	NaNbO_3	Nb_2O_5 7,1-20,2
Маргарит Ве-содержащий	$(\text{Ca}, \text{Na})\text{Al}_2[(\text{Al}, \text{Be})_2\text{Si}_2(\text{O}, \text{OH})_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$	BeO 1,3-3,5
Металлопарит	$(\text{Ce}, \text{Ca})_{1-x}(\text{Ti}, \text{Nb})_{2-x}(\text{OH})_x$	Nb_2O_5 10,78; Ta_2O_5 0,66
Микролит	$(\text{Ca}, \text{Na})_2\text{Ta}_2\text{O}_6(\text{O}, \text{OH}, \text{F})$	Nb_2O_5 0,5-9,0; Ta_2O_5 68,0-80,0
Микролин рубидиевый	$(\text{K}, \text{Rb})[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	Rb_2O 2,9-3,1; Cs_2O 0,2
Монацит	CePO_4	TR_2O_3 24,7-69,7
Монтбразит	$\text{LiAl}[\text{PO}_4](\text{OH})$	Li_2O 8,0-9,0
Мурманит	$\text{Na}_2(\text{Ti}, \text{Nb})_2[\text{Si}_2\text{O}_7] \cdot n\text{H}_2\text{O}$	Nb_2O_5 6,0-10,0; Ta_2O_5 0,5-0,6

1	2	3
Мусковит рубиневый	$(K,Rb)Al_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2$	Rb_2O 3,0-4,0; Cs_2O 0,42
Оловотанталит	$(Fe,Mn)(Ta,Nb,Sn)_2O_6$	Nb_2O_5 1,3-7,6; Ta_2O_5 70,0-70,5
Ортит	$(Ce,Ca)_2(Fe,Al,Mg)_3[SiO_4][Si_2O_7]O(OH)$	TR_2O_3 18,2-27,4
Паризит	$Ce_2Ca(CO_3)_4F_2$	TR_2O_3 54,6-62,9
Перовскит редкоземельный	$CaTiO_3$	TR_2O_3 5,1-11,3
Петалит	$Li[AlSiO_4]$	Li_2O 6,1
Пирохлор	$(Na,Ca)_{2-x}Nb_2O_6(OH,F)$	Nb_2O_5 51-71; Ta_2O_5 0,2-5,5
Поликраз	$Y(Ti,Nb)_2(O,OH)_6$	TR_2O_3 33,43; Nb_2O_5 18-29; Ta_2O_5 0,0-1
Полилитнионит	$KLi_2Al[Si_4O_{13}](F,OH)_2$	Li_2O 3,7-7,7
Поллуцит	$CsAl[Si_2O_6] \cdot nH_2O$	Rb_2O 0,6-1,2; Cs_2O 30-36
Протолитнионит	$K(Li,Fe,Al,Mg)_3[AlSi_3O_{10}](F,nOH)_2$	Li_2O 1,44
Рабдофанит	$CePO_4 \cdot H_2O$	TR_2O_3 50,3-64,83
Самарскит	$(Fe,Y,U)_2(Nb,Ti,Ta)_2O_7$	TR_2O_3 14,32-16,6; Nb_2O_5 32,-48; Ta_2O_5 5-12
Симмонсит	$AlTaO_4$	Nb_2O_5 0,3-6; Ta_2O_5 66-72
Сподумен	$LiAl[SiO_3]_2$	Li_2O 5,9-7,6
Стенструпин	$CeNaMn[Si_2O_6]$	TR_2O_3 20,19-34-72
Стронцианит	$SiCO_3$	SiO_2 до 70
Стронцийапатит	$(Sr,Ca)_3[PO_4]_2(F,OH)$	SiO_2 46,06
Струверит	$Ti,Ta,Nb,Fe)_2O_2$	Nb_2O_5 0,2-10; Ta_2O_5 6,0-39
Сферобертрандит	$Be_3[Si_2O_7](OH)_4$	BeO 45,2
Таяфент	$AlMgBeO_8$	BeO 11
Танталит	$(Fe,Mn)(Ta,Nb)_2O_6$	Nb_2O_5 0,2-20; Ta_2O_5 63-86
Тапиолит	$Fe(Ta,Nb)_2O_6$	Nb_2O_5 9-22; Ta_2O_5 62-85
Тайниолит	$KLiMg_2[Si_4O_{16}]F_2$	Li_2O 2,4-3,8
Торолит	$Sn(Ta,Nb)_2O_7$	Nb_2O_5 4-41; Ta_2O_5 27-43
Тортвейтит редкоземельный	$(Sc,TR)_2Si_2O_7$	TR_2O_3 17,7
Трифилл	$Li(Fe,Mn)PO_4$	Li_2O 6,0-8,6
Уранинит редкоземельный	$(U,TR)O_2$	TR_2O_3 11,32-15,1
Уранимикролит	$(Ca,U)_{2-x}Ta_2O_{6-x}(OH,F)_{1+x}$	Nb_2O_5 0,4-2,7; Ta_2O_5 67,0-72
Уранипирохлор	$(Na,Ca,U)_{2-x}(Nb,Ti)_2O_6(OH,F)$	Nb_2O_5 39-45; Ta_2O_5 6-12
Фенакит	$Be[SiO_2]$	BeO 44,1-45,5
Фенгит рубиновый		Rb_2O 3,5; Cs_2O 0,0n
Фергусонит	$(Y,Ca,U,Th)(Nb,Ta)O_4$	Nb_2O_5 38-58; Ta_2O_5 0,5-3; TR_2O_3 33,7-51,3
Флюоцерит	CeF_3	TR_2O_3 68,8-71
Хризоберилл	$BeAl_2O_4$	BeO 18,1-20,7
Цезий-куплетскит	$(K,Cs)(Mn,Fe)_4TiSi_4O_{14}(OH,F)_2$	Cs_2O до 11,6
Цергадолинит	$Ce_2FeBe_2[Si_2O_8]O_2$	TR_2O_3 54,57
Церит	$Ce_2Si_2O_8(OH)$	TR_2O_3 70,01-72,55
Церофергусонит	$CeNbO_4$	TR_2O_3 до 55
Цинивальдит	$KLiFeAl[AlSi_3O_{10}](F,OH)_2$	Li_2O 2,9-4,5
Циркон	$Zr[SiO_4]$	ZrO_2 33-37
Черчит	$YPO_4 \cdot 2H_2O$	TR_2O_3 48-52,9
Чкаловит	$Na_2[BeSi_2O_6]$	BeO 11,3-12,9
Эвдиалит	$(Na,Ca)_2(Zr,Fe,Mn)Si_2O_7(O,OH,Cl)$	TR_2O_3 до 10,2; ZrO_2 11-16
Эвклаз	$Al[BeSiO_4] \cdot OH$	BeO 17-21,8
Эвкрипит	$Li[AlSiO_4]$	Li_2O 6,1
Эвксенит	$Y(Nb,Ti)_2(O,OH)_6$	TR_2O_3 20,28-39; Nb_2O_5 21,0-34;
Эшпинит	$(Ce,Nd,Th,V)(Ti,Nb)_2O_6$	TR_2O_3 18,5-32,2; Nb_2O_5 17-26; Ta_2O_5 0,26-0,3

критической концентрации, которая у высокоэнергетических металлов будет ниже, а у элементов с низкими потенциалами ионизации — выше.

Так, для условий формирования редкометалльных пегматитов ниобий и тантал с потенциалами ионизации 49 и 44 эВ начинают образовывать собственные минералы при их концентрации 0,003%, бериллий с потенциалом ионизации 18 эВ — при 0,03%, литий (6,9 эВ) — при 0,5%, рубидий (4,18 эВ) — при 1,1%, а цезий (3,9 эВ) — при 1,25%. Поскольку рубидий, полностью рассеиваясь в калишпатах и слюдах, не достигает в пегматитах критической концентрации, он не имеет здесь собственных минералов.

По этой же причине в пегматитах практически не бывает минералов стронция. Более того, несмотря на высокие содержания многих редких элементов в кимберлитах, собственных редкометалльных минералов в них немного, т.к. при образовании кимберлитовых трубок очень слабо проявлена кристаллизационная дифференциация расплава из-за быстрого застывания. Тем не менее, можно утверждать, что минералы ниобия в кимберлитах должны быть, т.к. кларк этого элемента для них равен 0,015%, т.е. гораздо больше критической концентрации, но из-за быстрой кристаллизации кимберлитового расплава минералы ниобия будут очень тонкозернистые.

Благодаря близости ионных радиусов многие металлы образуют общие минералы. Особенно ярко это выражено у лантаноидов и иттрия. Практически в любом редкоземельном минерале всегда присутствует то или иное количество иттрия и всех лантаноидов. Однако можно различать минералы существенно цериевоземельные, обогащенные La, Ce, Pr, Nd, и минералы существенно иттриевоземельные, содержащие преимущественно Y, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tu, Yb, Lu. Из 140 редкоземельных минералов известны лишь единичные, содержащие в основном один иттрий или какой-то один из трех лантаноидов — La, Ce, или Yb.

Некоторые литофильные (оксифильные) редкие металлы целиком или в значительной части рассеиваются в минералах более распространенных элементов благодаря близости их кристаллохимических показателей (ионного радиуса, координационного числа): рубидий в минералах калия, гафний в минералах циркония, тантал в минералах ниобия, ниобий и лантаноиды в минералах титана. Однако следует заметить, что в отличие от халькофильных (сульфурофильных) редких элементов, среди которых почти каждый имеет лидера в виде более распространенного элемента, изоморфизм оксифильных металлов благодаря тому, что их потенциалы ионизации, ионные радиусы, координационные числа резко отличны от этих показателей, у более распространенных (петрогенных) элементов их изоморфизм с ними затруднен. И именно благодаря этому они имеют самостоятельные пути геохимической миграции в земной коре. Именно благодаря этому они способны концентрироваться даже во много раз больше по сравнению с другими металлами, а значит, образовывать свои собственные минералы и месторождения, несмотря на сравнительно низкие кларки.

Для каждой из трех выделенных групп редких элементов характерны свои генетические типы месторождений. Наивысшие концентрации халькофильных (сульфурофильных) редких элементов отмечаются в сульфидных месторождениях разнообразного генезиса — от магматических до телетермальных. Сидерофильные редкие металлы из всех эндогенных месторождений наиболее накапливаются в ультрабазитах и базитах с титаномагнетитом, ильменитом и магнетитом. Оксифильные элементы по особенностям эндогенной минерализации отчетливо разбиваются на две подгруппы. Оксифилы первой подгруппы, к которой относятся четыре низковалентных легких металла (литий, рубидий, цезий и бериллий), характерны, в основном, для магматогенных месторождений, связанных с кислыми породами. Оксифилы второй подгруппы — высоковалентных тяжелых металлов (иттрий, лантаноиды, цирконий, гафний, ниобий, тантал) — наибольшие суммарные мировые запасы имеют в магматогенных месторождениях, связанных с щелочными породами.

В экзогенных условиях минерогенические черты элементов иногда существенно меняются и возникают новые парагенетические ассоциации. Например, в природных минерализованных водах бериллий не встречается в парагенезисе с редкими щелочны-

ми элементами, но зато в ассоциации с последними появляется стронций. В органогенно-осадочном процессе сидерофильный скандий оказывается вместе с оксифильными лантаноидами, иттрием и ураном.

Таким образом, среди химических элементов редкие металлы образуют сравнительно обособленную группу, отличающуюся от других металлов по геохимии, минералогии, генетическим типам месторождений, минерации, истории открытия и промышленного освоения, масштабам и областям применения в народном хозяйстве. Изучение, поиски и разведка месторождений редких металлов, технология обогащения руд, металлургия и химия их соединений требуют от геологов, технологов, металлургов, химиков, физиков и материаловедов специальных знаний и навыков.

3. ПРИУРОЧЕННОСТЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ К ОСНОВНЫМ СТРУКТУРНЫМ ЭЛЕМЕНТАМ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Месторождения благородных, радиоактивных и редких элементов различных генетических типов известны на всех континентах. Закономерности их размещения и условия формирования существенно уточняются новыми результатами исследования структуры дна океанов, данными по неотектонике, исследованиями Земли из космоса, изучением лунного грунта. Эти данные открыли новые возможности в познании древнейших этапов развития Земли. М. В. Муратовым (1975) выделены пять крупнейших этапов ее развития с присущими каждому из них особенностями, определяющими условия образования, закономерности пространственного размещения различных месторождений полезных ископаемых, в том числе и урановых, золоторудных и редкометалльных.

На первом и втором этапах (4,5–3,8 млрд. лет) образовалась базальтовая земная кора с интенсивным развитием вулканической деятельности. Поверхность Земли напоминала современную лунную с огромным количеством вулканических конусов, кратеров взрыва, больших лавовых полей. Этот период развития был неблагоприятен для проявления концентрации указанных элементов.

Третий этап (3,8–1,6 млрд. лет) развития земной коры связан с образованием фундамента древних платформ, т.е. самой древней гранитно-метаморфической земной коры. В это время формируются наиболее древние протоконтиненты – архейские кратоны с полями развития гранитогнейсов и зеленокаменными поясами; образуются протогео-синклинальные складчатые пояса, крупные эпикратонные впадины, заполненные слабометаморфизованными толщами молассоидных, пролювиальных, аллювиальных и дельтовых фаций; появляются области протоактивизации.

Во всех выделенных геотектонических элементах древних платформ сформировались крупные и уникальные рудные поля и месторождения редких, радиоактивных и благородных металлов. Следует обратить особое внимание на то, что эти месторождения в большинстве случаев многокомпонентных руд и при их промышленной оценке следует учитывать возможность комплексного извлечения всех полезных компонентов – основных и сопутствующих.

Редкометалльные пегматиты в древних гранито-гнейсовых куполах обогащены Li, Cs, Ta.

В зеленокаменных поясах, сложенных толеитами, коматиитами и другими ультраосновными породами содержатся крупные запасы Cu, Ni, Cr, Pt, Au.

В эпи- и перикратонных впадинах находятся крупные месторождения золота и урана. В протогео-синклинальных поясах залегают уникальные по запасам и содержанию урана месторождения типа “несогласия”, иногда с Au, Ni, Co, V, Pt. Особенно благоприятны для формирования крупных комплексных месторождений редких, благородных металлов и урана области протерозойской тектономагматической активизации. Это крупные месторождения редкометалльных карбонатитов; редкометалльных месторождений в массивах щелочных гранитов, щелочно-ультраосновных, нефелин-калишлатовых пород, сиенитов.

Как известно, в породах древних платформ сосредоточено около 75% всех запасов золота, крупные запасы урана и редких элементов.

Четвертый этап эволюции земной коры связан с развитием геосинклинально-складчатых поясов между древними платформами и с образованием гранитной коры. Этот этап охватывает 1400 млн. лет (1600–240 млн. лет) и заканчивается формированием складчатого основания молодых платформ. Складчатые пояса – это зоны высо-

кой подвижности, большой мощности отложений, повышенной проницаемости земной коры.

Их протяженность измеряется тысячами километров при ширине до 2–3 тыс. км. Они разделяют устойчивые плиты литосферы – континентальные и океанические и по времени образования относятся к позднедокембрийской и фанерозойской истории Земли. Это Тихоокеанский, Средиземноморский, Северо-Атлантический, Урало-Охотский, Арктический пояса. Их развитие завершилось в конце палеозоя – начале мезозоя, а развитие Тихоокеанского и Средиземноморского поясов продолжается и в современную эпоху.

Выделяют два основных типа геосинклинальных поясов. Подвижные пояса глобального масштаба – окраинно-континентальные, возникающие на границе литосферных плит (океанической и континентальной) с системой окраинных морей, островных дуг и глубоководных желобов (Западно-Тихоокеанский и Восточно-Тихоокеанский пояса).

К межконтинентальным поясам относятся Средиземноморский, Урало-Охотский и др.

В первом выделяются подвижные пояса эвгеосинклинального типа. В их разрезе присутствуют гипербазиты, габброиды, амфиболиты, зеленосланцевые фации, покровные базальты.

Типичные миогеосинклинали располагаются в пределах континентальных геоблоков на подводных окраинах континентальных платформ. В их составе преобладают терригенные и карбонатные породы, характерна относительно слабая подвижность.

Развитие геосинклинальных поясов происходило неравномерно, что проявилось в чередовании погружений и поднятий. Это послужило основанием для выделения соответствующих этапов развития, называемых циклами. В развитии позднедокембрийских и фанерозойских поясов различают циклы: гренвильский (1350–1000 млн. лет), байкальский (1000–550 млн. лет), каледонский (550–400 млн. лет), герцинский (400–210 млн. лет), киммерийский или мезозойский (210–100 млн. лет), альпийский (100–0 млн. лет).

В пределах геосинклинальных поясов выделяют крупные геотектонические таксоны: геосинклинальные системы и срединные массивы. Геосинклинальные системы – это отчетливо линейные структуры протяженностью более тысячи км, которые располагаются между платформой и срединным массивом, либо занимают все пространство между двумя платформами. По наличию или отсутствию связанных с ними магматических, главным образом, вулканических проявлений различают вулканические эвгеосинклинали и авулканические – миогеосинклинали.

Важными структурными элементами складчатых поясов являются срединные массивы. По определению А. Л. Яншина это устойчивые участки земной коры, которые сохранили платформенный или близкий к платформенному характер развития, когда вокруг них формировались геосинклинали. Это остатки той структурной поверхности, на которой заложились геосинклинальные прогибы данной складчатой области. Им присущи своеобразные особенности геологического развития и металлогении. Многие исследователи выделяют срединные массивы как самостоятельные структурные элементы земной коры, сопоставимые с платформами и геосинклиналями. Фундамент большинства срединных массивов имеет раннедокембрийский возраст. На поверхности фундамента часто формируются отдельные геосинклинальные прогибы. Они отличаются от прогибов геосинклинальных систем более коротким периодом развития и меньшими размерами. Подобные прогибы выделяются в пределах Чешского срединного массива (Баррандиенский), Западно-Саянского и др.

Каждый из выделенных геотектонических таксонов геосинклинальных поясов обладает присущей ему металлогенической специализацией.

В пределах срединных массивов формируются крупные урановорудные месторождения, редкометальные и золоторудные.

Миогеосинклинальные зоны контролируют положение многих золоторудных месторождений, часто с крупными запасами руд. В эвгеосинклинальных зонах формиру-

ются месторождения металлов платиновой группы и золота. В вулканических поясах обстановка благоприятная для формирования крупных серебряных и золотосеребряных месторождений.

Во многих рудных провинциях известны месторождения урана, золота и редких элементов. Они сближены в пространстве, но, как правило, формируются в разное время.

В пределах Чешского срединного массива в последние годы ведущую роль занимали урановые месторождения, сосредоточенные в нескольких рудных районах: Яхимовском, Пришибрамском, Моравском, Западночешском. В некоторых случаях это комплексные месторождения с серебром, селеном, диарсенидами никеля, кобальта. Урановые месторождения во многом определяют металлогению Кокчетавского срединного массива, где с урановым оруденением ассоциируют молибден и фосфор.

В срединных массивах известны характерные жильные золоторудные месторождения в березитах, месторождения редкометальных пегматитов и редкометальных грейзенов.

Крупные своеобразные месторождения собственно урановых руд известны в черных углеродистых сланцах в обрамлении Чешского срединного массива (Роннебургское рудное поле).

Благоприятными геотектоническими обстановками для формирования крупных золоторудных месторождений являются миогеосинклинальные зоны. С ними связана группа коренных золоторудных месторождений в обрамлении Сибирской платформы, уникальные месторождения Кызыл-Кумской рудной провинции (Мурунтау), Австралии (Бендиго), США (Хоумстейк) и другие.

В эвгеосинклинальных областях известны месторождения платиноидов в офиолитовых хромсодержащих дунит-клинопироксенитовых массивах, золоторудные месторождения в вулканогенно-осадочных комплексах (Березовское, Кочкарское).

Своеобразными геотектоническими единицами складчатых областей являются вулканоплутонические пояса, занимающие внутреннее положение по отношению к новообразованным складчатым сооружениям. Структура вулканоплутонических поясов нередко осложняется грабенами-рифтами. Это области активного проявления континентального вулканизма, продукты которого представлены чередованием лав, пирокластов, субвулканических и субинтрузивных образований. С ними связано образование крупных золотосеребряных месторождений с повышенными содержаниями олова, свинца, меди, кобальта и никеля (месторождения Потоси, Хаканджа, Карамкен, Дукат и др.)

Пятый этап проявился в образовании современной континентальной и океанической коры и развитии эпиплатформенного орогенеза (240–0 млн. лет). Для этого мезозойского этапа развития важное металлогеническое значение имеет проявление тектоно-магматической активизации ранее стабилизированных блоков Земли. С достигшей в этот период своего максимального развития активизацией связано образование таких важнейших рудных районов России, как Норильский – медь-никель-кобальт-платиноидный, Забайкальский – редкометально-золото-урановый и Центрально-Алданский золото-урановый.

В каждом из этих районов мезозойская тектоно-магматическая активизация проявилась в пределах жестких блоков земной коры, имеющих разное геотектоническое положение с различной предшествующей историей своего формирования. В Норильском районе активизация затрагивает краевую часть Сибирской платформы, в Центрально-Алданском – выходящий на поверхность на Алданском щите и его периферии кристаллический фундамент Сибирской платформы, а в Забайкальском – складчатое основание Монголо-Охотской палеозойской складчатой области.

Основные запасы промышленных урановых руд в этот период развития земной коры формируются в породах чехла древних и молодых платформ. В них сосредоточено около 30% всех разведанных запасов урана капиталистических и развивающихся стран. Месторождения данной группы известны на всех континентах земного шара. Только в пределах национальных границ США известно несколько тысяч таких место-

рождений и рудопроявлений. Месторождения урана чехла древних и молодых платформ объединяются под названием месторождений "песчаникового" и "приповерхностного" типов.

Крупные запасы урановых месторождений в песчаниках разведаны в Казахстане и Узбекистане (Чу-Сарысульская, Сырдарьинская и Кызылкумская рудные провинции), плато Колорадо в США, Мали-Нигерийской депрессии и многие другие.

Для золота из месторождений, залегающих в породах чехла, наиболее характерны его россыпные месторождения. До последних лет доля золота, добываемого в России из россыпей, как и ранее в СССР, превышала 70%. Лишь в 1998 г. эта величина снизилась до 60%.

Россыпные месторождения платиноидов пока что играют подчиненную роль. На их долю приходится всего около 5% ресурсов и около 20% добычи.

Для редких элементов основная добыча многих элементов ведется из кор выветривания редкометальных месторождений, из россыпей и природных минерализованных вод. Это 90% элементов групп иттрия, 50% – церия, 94% – Zr, 50% – Li.

Большое количество редких элементов проявилось в широком разнообразии месторождений, в различных геотектонических обстановках. Наиболее благоприятными для их формирования являются древние платформы и фундаменты срединных массивов.

4. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ФУНДАМЕНТА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Платформы — это основной элемент структуры континентов, противопоставляемый геосинклиналям и отличающийся от них существенно более спокойным тектоническим режимом. В строении древних платформ выделяют два структурных этажа: нижний — фундамент, сложенный породами архея, протерозоя или рифея, и верхний — платформенный чехол. Породы фундамента обычно представлены метаморфизованными осадочными и вулканогенными формациями геосинклинального типа, смятыми в складки и прорванными интрузиями. Платформенный чехол сложен осадочными и вулканогенными породами небольшой мощности (до 3–4 км), залегающими полого и наследующими структуры фундамента. Магматизм на платформах проявлен значительно слабее, чем в геосинклинальных областях, преобладают производные базальтовой магмы (траппы). Тектонические движения выражаются в поднятиях и закономерно с ними связанных опусканиях определенных участков. При этом происходит расчленение земной коры на отдельные блоки; сохраняется длительная тенденция к их воздыманию или погружению.

Щитами называют области выхода на поверхность пород фундамента древних платформ (Балтийский, Украинский и др.).

Плиты — это площади платформ, фундамент которых перекрыт отложениями платформенного чехла.

В пределах всех материков выделяется до 15 древних платформ. Не все они содержат значительные месторождения описываемых металлов. Например, урановорудные районы известны на шести платформах: Восточно-Европейской, Северо-Американской, Северо-Африканской, Южно-Африканской, Австралийской, Восточно-Бразильской.

Благоприятная обстановка для формирования рудных полей и месторождений определяется сочетанием различных геологических факторов, таких как тип земной коры, ее мощность и строение, геотектонический режим развития, наличие зон глубинных разломов, геохимическая и металлогеническая специализация вмещающих пород.

Пространственное размещение основных промышленных типов месторождений во многом определяется их приуроченностью к основным геотектоническим элементам древних платформ, таким как гранитогнейсовые купола, зеленокаменные пояса, эпи- и перикратонные впадины и области протоактивизации, протогеосинклинальные пояса, складчатые области малых поясов платформ, претерпевшие древнюю активизацию.

Описание основных промышленных типов месторождений приводится применительно к их положению в выделенных структурах.

Практически все описанные ныне месторождения в фундаменте древних платформ являются комплексными, кроме своеобразного порфирового месторождения Россинг в Намибии. Это определяется их длительным периодом развития, когда единые рудоносные структуры неоднократно претерпевали активизацию и обогащались разными полезными компонентами.

4.1. Золоторудные и урановые месторождения в древних полимиктовых конгломератах

Наиболее крупные месторождения этого типа развиты в южном обрамлении Трансваальского массива (район Витватерсранда, ЮАР), в южной части Канадского щита (район Эллиот-Лейк), в обрамлении массива Сан-Франциско на Бразильском щите (рай-

оны Железный Четырехугольник, Жакобине и др.) и в массиве Шейю (Франсвилльский район, Габон).

Месторождения тяготеют к жестким массивам-кратонам, сложенным глубокометаморфизованными породами архея. В их обрамлении в краевых частях эпикратонных впадин, заполненных платформенными осадками, расположены месторождения ураноносных и золоторудных конгломератов. Они приурочены к основанию или нижней части мощных осадочных и осадочно-вулканических серий пород, залегающих с резким несогласием на гранито-гнейсах и зеленокаменных породах архея и протерозоя. Формирование их происходило в интервале от 2,8 до 2 млрд. лет назад. Толщи всех месторождений имеют сходный состав: конгломераты, как правило, залегают согласно с аркозовыми и полимиктовыми песчаниками и характеризуются высокой степенью сортировки обломочного материала, равномерной и сравнительно невысокой концентрацией рудных компонентов, включая уран, находящихся в цементе. Метаморфизованы конгломераты в условиях зеленосланцевой фации.

Наиболее крупным уран-золоторудным месторождением мира является Витватерсранд.

Район Витватерсранд расположен в южной краевой части Южно-Африканского щита и является ведущим в мире по запасам золота и урана. Знаменитые золоторудные месторождения Витватерсранда открыты в 1887 г. и успешно разрабатываются до настоящего времени. Урановые руды выявлены здесь позже, в 1945 г. Они приурочены к тем же золотоносным пластам ("рифам"), но не все из них ураноносны в одинаковой степени.

Конгломераты с золотыми и урановыми рудами (рис. 4.1) залегают на архейском кристаллическом основании в эпикратонной впадине Каапваальского кратона. Металлоносные конгломераты приурочены, в основном, к системе Витватерсранд, которая вместе с нижележащей системой Доминион-Риф и перекрывающими ее системами Вентердорп и Трансвааль образуют единый вулканогенно-осадочный комплекс. Все эти породы докембрийской толщии с резким угловым несогласием перекрываются угленосными отложениями и вулканитами системы Карру.

Большинство "рифов" системы Витватерсранд обогащены золотом и только семь обогащены ураном: Доминион-Риф, Хоспител-Хилл, Гавернмент-Риф, Мейн-Риф, Берд-Риф, Кимберли и Эльсбург-Риф. Рудоносные конгломераты – грубозернистые породы, для которых характерны закономерные изменения зернистости снизу вверх по разрезу и присутствие ритмичности нескольких порядков. Чаще всего это олигомиктовые кварцево-галечные разности. Хорошо окатанные гальки размером до 4–7 см сложены кварцем молочно-белого или дымчато-серого цвета. Менее окатанные мелкие обломки представлены известковисто-кремнистыми сланцами, кварцитами, джаспероидами. Размер галек уменьшается вверх по разрезу. В верхних частях рифов они более разнообразны по составу. Цемент-слюдисто-кварцевый со значительным количеством (до 16%) пирита.

Рудовмещающие олигомиктовые и кварцевые конгломераты и кварцито-песчаники начинают или завершают крупные ритмы в сланцевых протерозойских толщах. Косая слоистость, ориентировка галек, волноприбойные знаки и знаки ряби, а также следы оползания, трещины усыхания и другие признаки в совокупности с литологическими особенностями отложений указывают на то, что их накопление происходило в долинах палеорек, в обширных дельтах и авандельтах, в прибрежно-баровых и прибрежно-пляжевых зонах морского мелководья. Бассейн седиментации испытывал довольно интенсивное и длительное прогибание, о чем свидетельствует большая мощность разреза. Закономерные изменения зернистости пород и ритмичность нескольких порядков служат доказательством того, что периодические поднятия сменялись опусканиями и осложнялись вторичными седиментационными циклами.

Уран и золото обычно приурочены к горизонтам конгломератов и, редко, к пластам пиритизированных кварцитов. По простиранию рудоносные пласты прослежены на десятки километров при средней мощности 1–2 м. Морфология рудных тел во многом

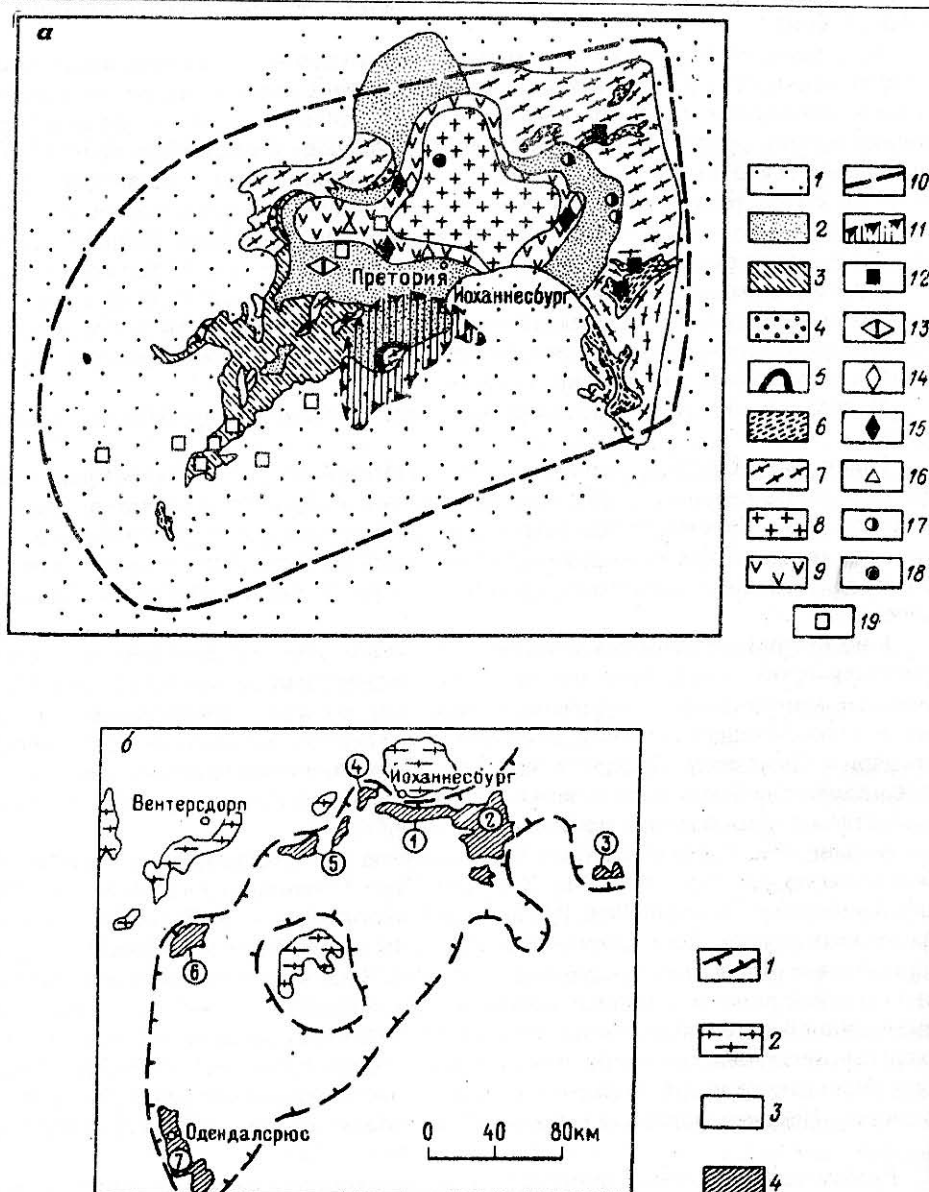


Рис. 4.1. Схемы пространственного размещения рудных полей и месторождений Капваальского кратона

а — схема геологического строения и рудоносности кратона (по Т.О. Реймеру, П.М. Татаринovu и др.): 1 — фанерозойские отложения; 2–5 — нижнепротерозойские образования систем: 2 — Трансвааль, 3 — Вентерсдорп, 4 — Доминион-Риф, 5 — Витватерсранд; 6 — зеленокаменные пояса; 7 — гранитоиднейсы; 8–9 Бушвельдский массив: 8 — красные граниты, 9 — ультраосновные-основные породы; 10 — предполагаемая граница Капваальского кратона; 11 — контур развития золотоураноносных конгломератов Витватерсранда; 12–19 — прочие месторождения: 12 — золоторудные метасоматические, 13 — железорудные, 14 — хромитовые, 15 — медно-никель-платиновые, 16 — железотитановые, 17 — золоторудные жильные, 18 — оловорудные, 19 — алмазные трубки.

б — положение главнейших золотоураноносных площадей урановорудного пояса Витватерсранд (по Р. Пеллетье с изменениями): 1 — границы бассейна Витватерсранд; 2 — гранитоиднейсовые купола; 3 — слабометаморфизованные протоорогенные отложения нижнего протерозоя; 4 — главные промышленные площади (в кружочках): 1 — Центральный Ранд, 2 — Восточный Ранд и Хейдельберг, 3 — Кинросс, 4 — Западный Ранд, 5 — Дальний Западный Ранд, 6 — Клексдорп, 7 — Одендалсрюс.

определяется рельефом архейского фундамента. Эрозионные ложбины, русла палеопотоков придают струйчатую, лентообразную (русловую) форму отдельным рудным телам.

Золотое и урановое оруденение связано только с цементом, который на 70–80% состоит из обломочных или новообразованных зерен кварца, а 20–30% составляют серицит, хлорит, сульфиды и рудные минералы, такие как циркон, монацит, хромит, сфен, рутил, золото, уранинит, самородное серебро, платиноиды. Иногда цемент обогащен углеродистым веществом, присутствие его сопровождается повышением содержания урана. Отмечены случаи прорастания керогена уранинитом.

Содержание урана в рудах довольно изменчиво – от тысячных до сотых, редко до первых десятых долей процента.

Золото содержится в сульфидах в виде мелких выделений или образует тонкие пленки в цементе и обломках. Содержание золота – от 8 до 20 и даже до 3000 г/т, пробность – 900–935. Из этого самого крупного в мире месторождения золота до 1978 года было добыто 34 600 т золота, 1500 т серебра, 1500 т платиноидов, 100 тыс. т урана. С 1979 по 1995 г. добыча золота составила 10 725 т. Рудные тела отрабатываются горными выработками до глубины 3600 м, что существенно повлияло на стоимость добычи золота. Уран извлекается только из хвостов обогащенных фабрик.

Время формирования конгломератов определяется в интервале 2700–2200 млн. лет.

Вопрос о генезисе золотого и уранового оруденения в конгломератах остается предметом острых дискуссий.

Подобные месторождения одними из первых вовлечены в промышленное освоение, запасы их уникальны, поэтому и интерес к ним – особый. Генезис месторождений обсуждался на заседаниях геологических конгрессов, на страницах журналов, их описанию посвящен ряд монографий. Рассматривались три основные гипотезы их образования:

- осадочно-метаморфогенная (древние метаморфизованные россыпи);
- гидротермальная;
- инфильтрационная.

В обсуждении выдвинутых гипотез участвовали такие известные исследователи рудных месторождений, как В. Эммонс, В. Линдгрэн, П. Рамдор, К. Дэвидсон и др. Концепция осадочно-метаморфогенного генезиса подтверждается следующими фактами.

1. Металлоносные конгломераты с ураном и золотом имеют широкое площадное распространение, контролируются стратиграфическими и литологическими факторами. Установлена четкая приуроченность руд к горизонтам конгломератов. Не выявлена связь оруденения с интрузивами и разрывными нарушениями.

2. Рудоносные пласты тяготеют к выдержанным горизонтам базальных конгломератов, залегают согласно с ними и располагаются в депрессиях палеорельефа. На месторождениях Витватерсранда отмечено, что золото и уран концентрируются в наиболее грубозернистых конгломератах. Наблюдается струйчатое распределение ценных компонентов. Все это указывает на перенос рудного материала водными потоками.

3. Наблюдаются округлые формы выделений уранинита, браннерита, пирита, их ассоциация с типичными минералами россыпей, такими как монацит, циркон, хромит, касситерит, осмистый иридий, шпинель и алмаз. Это также свидетельствует об их накоплении в русловых потоках. Уранинит древних конгломератов имеет высокотемпературное происхождение и по физическим свойствам схож с уранинитом, рассеянным в гранитах и пегматитах соседних кратонов.

4. Некоторые пласты в Витватерсранде (например, Майн-Лидер) отличаются большой протяженностью (до десятков километров) при относительно равномерном содержании металлов. Такие морфология рудных тел и размещение полезных компонентов характерны для дельтовых россыпей.

5. В районе месторождений развиты архейские комплексы пород, подстилающие и обрамляющие впадины (Родезийский и Каапвальский кратоны в Африке, кратон Сью-

периор в Канаде) и представляющие собой возможный источник сноса рудных минералов россыпей. Их гранитогнейсовые купола содержат тонкорассеянную вкрапленность уранинита, а зеленокаменные пояса обогащены золотом.

Наряду с фактами, свидетельствующими о первично россыпном происхождении многих рудных минералов металлоносных конгломератов, целый ряд наблюдений указывает на существенное перераспределение элементов в процессе их метаморфизма и даже роль гидротермальной деятельности при их образовании. Возможность развития эпигенетического оруденения подтверждается наличием многочисленных прожилков золота, сульфидов, настурана, тухолита, кварца, а также замещением галек сульфидами, серицитом и кварцем. Более молодой возраст некоторых минералов служит доказательством проявления процессов перераспределения рудного вещества.

Полученный в последние годы материал о строении кварцевых и пиритовых галькоподобных образований и так называемой пиритовой "картечи", позволили некоторым авторам (Щеглов А. Д., 1994) сделать вывод об их образовании в мощных газогидротермальных рудоносных потоках, поступающих из недр Земли одновременно с формированием конгломератов. При этом отрицается присутствие в рудах Витватерсранда галек аллювиального происхождения. Это подтверждается и наличием в центральных частях кварцевых "галек" обособленных выделений золота и пирита. Изучение состава пиритовых "псевдогалек" показало повышенные содержания в них ртути (до 5,9%), кобальта. Изотопный состав серы из пиритов тоже свидетельствует о мантийной природе рудоносных гидротерм.

Эти факты позволили авторам сделать вывод о осадочно-гидротермальной модели образования данных месторождений.

4.2. Золоторудные месторождения в зеленокаменных поясах

Месторождения этой группы, занимают ведущее место по запасам и добыче золота в мире. (Некрасов Е. М., 1988). Из выделенных 22 наиболее крупных золоторудных месторождений и рудных полей 8 приходится на месторождения в зеленокаменных поясах. Их запасы оцениваются в 7220 т золота, что составляет 41% запасов выделенных крупных месторождений и 27% основных известных 97 золоторудных объектов мира с запасами 26 875 т. Среди месторождений в зеленокаменных поясах выделяются такие крупные объекты, как: Калгурли (Австралия), запасы 1463 т., Поркьюпайн (Канада) – 1000 т, Хемло (Канада) – 920 т, Колар (Индия) – 900 т, Керклен-Лейк (Канада) – 750 т, Морроу-Велью (Бразилия) – 450 т, Доум (Канада) – 400 т, Кэр Эдисон (Канада) – 340 т. До последних лет на территории СНГ месторождений, относящихся к этой формации, известно не было. Лишь недавно первое месторождение, которое можно отнести к этому типу, было разведано на Украинском щите: Балка Широкая.

Описываемые месторождения золота различных масштабов известны практически во всех зеленокаменных поясах древних щитов (рис. 4.2). Они приурочены к рифтовым впадинам, выполненным мощными толщами метаморфизованных вулканитов преимущественно базитового и андезит-базитового состава, с прослоями карбонатно-терригенного материала и телами субвулканических пород. Обычно подчиненную роль играют вулканиты кислого состава, их туфы и субвулканические тела. Возраст пород вулканогенно-осадочного комплекса составляет 3,5–2,6 млрд. лет. Эти породы прорываются интрузиями кислого и щелочного состава, связанными с поздними стадиями формирования поясов. Кроме метавулканитов и терригенных образований, в составе рудовмещающих пород иногда присутствуют пачки железистых кварцитов магнетитового и сульфидно-карбонатного состава.

Несмотря на древний возраст, для поясов характерно сравнительно слабое проявление метаморфизма, обычно относящегося к фации зеленых сланцев, как это отражено в их названии "зеленокаменно-измененные породы". Иногда отмечается переход к амфиболитовой фации метаморфизма.

Метаморфизованные породы рассланцованы и смяты в группы сложных складок, вытягивающихся вдоль простирания зеленокаменных поясов.

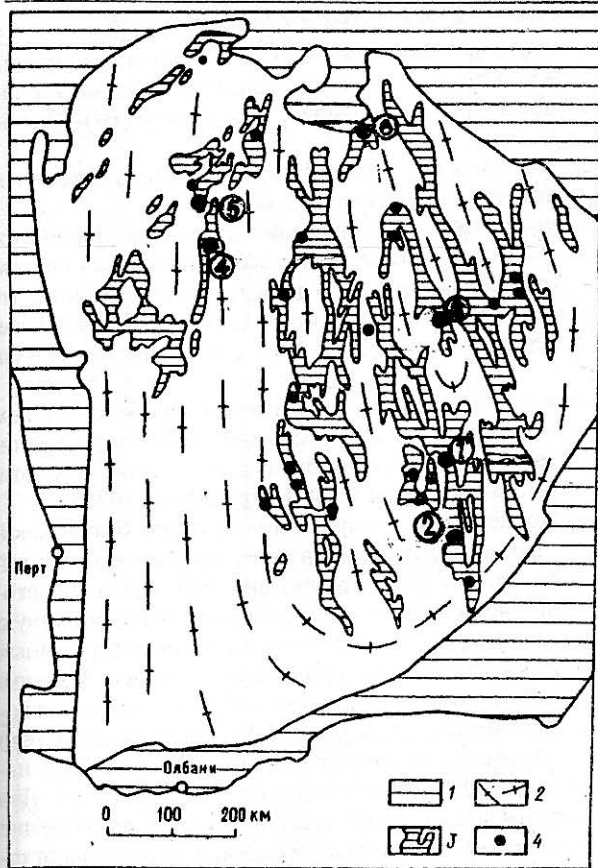


Рис. 4.2. Размещение основных золоторудных месторождений в зеленокаменных поясах Западной Австралии

1. Послеархейские платформенные отложения. 2. Архейские гнейсы и граниты. 3. Троги, выполненные зеленокаменными породами. 4. Золоторудные месторождения: 1 – Калгурли, 2 – Норсман, 3 – Леонора, 4 – Маунт-Магнет, 5 – Биг-Белл, 6 – Вилуна.

рокое площадное распространение с образованием групп в разной степени сближенных однотипных месторождений, образующих рудные поля и узлы.

Жильные и брекчиевые руды обычно приурочены к секущим рудным телам.

Основную роль играют послойные, послойно-секущие и секущие зоны прожилково-вкрапленного и прожилкового оруденения, образующиеся в зонах рассланцевания, тектонического кливажа и катаклаза и имеющие существенно метасоматический характер. Ореолы гидротермально-метасоматического изменения типа березитизации-лиственитизации проявляются в виде сопровождающих оруденение зон окварцевания, серетизации, пиритизации, карбонатизации, хлоритизации. Иногда проявляются биотизация, альбитизация, адуляризация. Рудные тела сложены преимущественно малосульфидными кварцевыми, карбонатно-кварцевыми, реже сульфидно-карбонатно-кварцевыми рудами. Среднее количество сульфидов в рудах обычно не превышает 5–10%, в локальных участках – до 20%. Среднее содержание золота в рудах обычно составляет 5–10 г/т, оруденение представлено свободными выделениями высокопробного самородного золота. Пробность его в основном 850–950. Размер выделений золота преимущественно около 0,1 мм и до 2–3 мм. Выделения свободного золота обычно

Оруденение в описываемых месторождениях может располагаться как согласно с вмещающими породами, так и иметь по отношению к ним секущее или послойно-секущее положение.

Локализация месторождений определяется также положением в сериях продольных и поперечных по отношению к поясу разломов. Последние могут играть важную роль в образовании рудных столбов. Месторождения пространственно тяготеют к местам перегибов и изгибов поясов и их пересечений с рудовмещающими зонами разломов, участками их сопряжений и разветвлений.

Значительные масштабы оруденения этого типа определяются двумя основными причинами. Главное – это выдержанность оруденения, как по простиранию рудных зон, так и по падению, что связывается с большими глубинами поступления рудоносных растворов, образовавших оруденение. Так, например, оруденение месторождения Колар в Индии прослеживается от поверхности до достигнутой сейчас горными работами четырехкилометровой глубины. Второй причиной масштабы оруденения этого типа является его частое ши-

находятся в кварце, в карбонатах, пирите, реже в арсенопирите, пирротине, халькопирите, хлорите. Доля технологически упорного для цианирования субмикроскопического золота, находящегося преимущественно в сульфидах, — подчиненная и обычно не превышает 5–10%.

В отдельных месторождениях этого типа (из крупных — только в Калгурли) значительная часть золота (до 20%) присутствует в виде теллуридов.

Калгурли является важнейшим месторождением крупной Западно-Австралийской золоторудной провинции, представленной соответствующим зеленокаменным поясом, имеющим размеры 850х700 кв. км. В ней сейчас ежегодно добывается 190 т золота, что составляет 75% от общего производства золота в Австралии. На территории пояса известно более 25 золоторудных месторождений, крупнейшим из которых является Калгурли.

Месторождение разрабатывается с 1873 года. За все эти годы отработки на нем добыто более 1300 т золота. В настоящее время на месторождении работают 6 рудников. На его крупнейшем карьере Супер-Пит в 1995 году было добыто 16,78 т золота. Результаты изучения этого месторождения обобщены Е. М. Некрасовым (1988).

По его данным, оруденение в основном присутствует в толще пород базальтовой формации, превращенных в зеленые сланцы, залегающие в центральной части крутой складки. К породам нарушенного ядра этой складки приурочено 80% запасов месторождения (рис. 4.3). Остальное оруденение залегает в подстилающих вышеуказанную толщу metabазальтах и частично в приуроченных к их верхнему контакту выдержанных маломощных прослоях графитизированных глинисто-туфогенных сланцев. Изредка рудные тела проникают в мощное (до 80 м) выдержанное плитообразное крутопадающее тело зеленых сланцев, насыщенных дайками альбитофиров. Это плитообразное тело четко располагается вдоль основного рудоконтролирующего разлома Голден Мейл, находящегося в центре месторождения и прослеживающегося на глубину более 2 км. Два других рудоконтролирующих разлома, имеющих также северо-западное направление под несколько более крутыми северо-северо-западными азимутами, в виде пучка отходят от места пересечения разлома Голден Мейл с ограничивающим оруденение с юга северо-восточным разломом.

Рудовмещающая толща перекрывается рассланцованными вулканогенно-терригенными породами андезит-липаритовой формации.

Все породы метаморфизованы в условиях актинолит-альбит-хлорит-эпидотовой фации.

Рудные тела представлены зонами сульфидной, в основном пиритовой вкрапленности, которые вытягиваются вдоль тектонических нарушений, сопровождающихся слабым брекчированием и интенсивным окварцеванием и карбонатизацией пород. В меньшей мере оруденение связано с лентообразными послойными залежами вкрапленных руд, локализованных в маломощных прослоях туффигов. Эти залежи наиболее хорошо выдерживаются на глубину. Рудные тела и контролирующие их нарушения образуют рудоносную систему шириной 1000–1200 м, протягивающуюся вдоль 3 основных северо-северо-западных разломов более чем на 4000 м.

Кроме двух серий основных северо-северо-западных крутопадающих нарушений этой системы, присутствуют более пологие (55–70 град.) рудоносные нарушения субширотного направления с южным падением, поперечные крутопадающие разрывы и зоны вкрапленности северо-восточного направления. В рудных телах, представленных зонами сульфидной вкрапленности, доля золота, связанного с пиритом, составляет 80%, а 20% золота находится в виде теллуридов.

В лентообразных рудных залежах, связанных с послойной вкрапленностью в туффитах, по данным В. А. Нарсеева (1996), доля золота, находящегося в теллуридах, падает до 10%. Среднее содержание золота на верхних горизонтах месторождения — 10–12 г/т, а на нижних — 6–8 г/т.

С глубиной 1000 м интенсивность оруденения снижается, а к глубине 1500 м — практически исчезает.

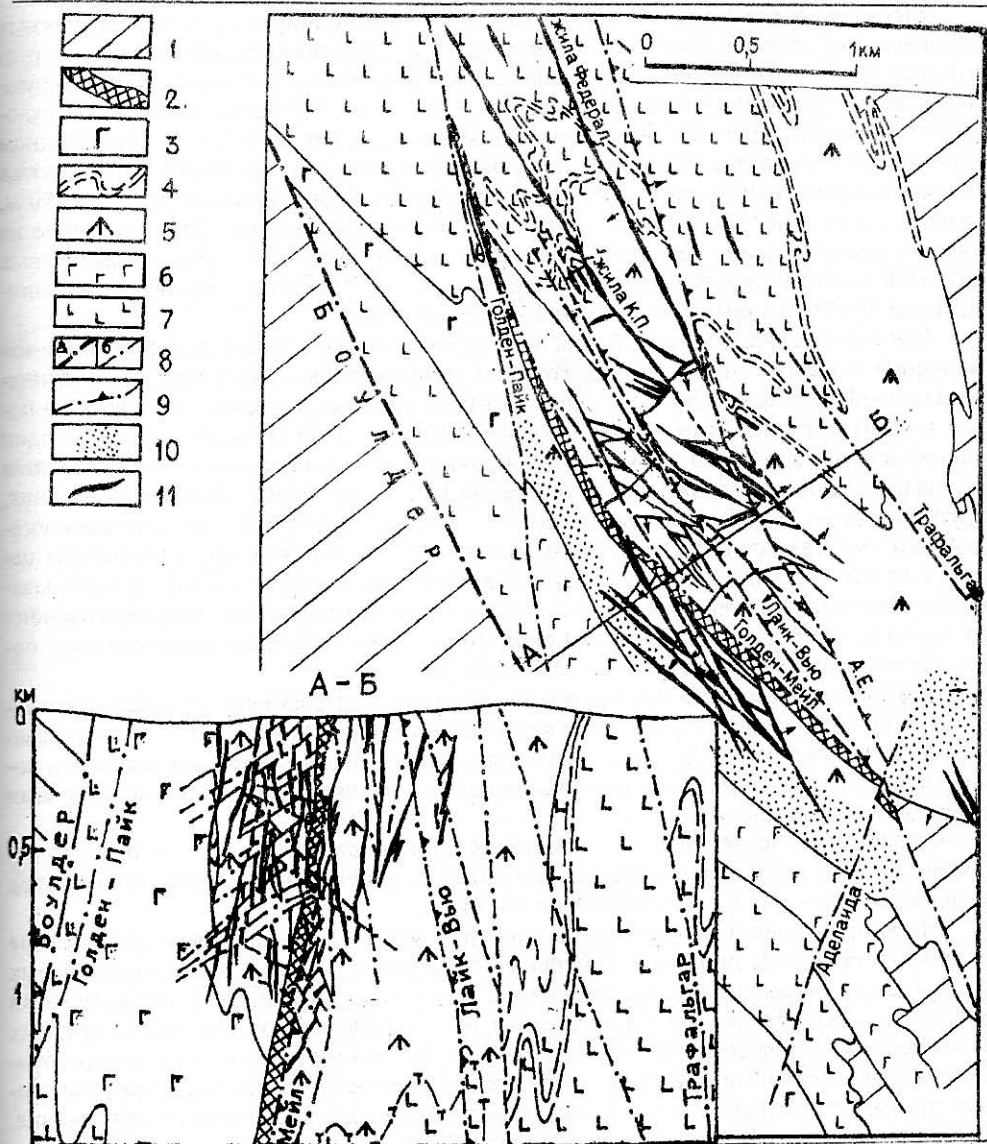


Рис. 4.3. Месторождение Калгури. Схема геологического строения и разрез по линии АБ.
По Е.М. Некрасову (1988).

1. Лавы и пирокласты андезитов и кислых вулканитов, сланцы и кварциты. 2. Зеленые сланцы, насыщенные дайками альбитофиров. 3. Силлы метадолеритов. 4. Графитизированные глинисто-туфогенные сланцы. 5. Базальтоиды, превращенные в зеленые сланцы. 6. Амфиболиты и метадолериты. 7. Метабазальты. 8. Разломы: а — региональные, б — локальные. 9. Рудоконтролирующие разломы. 10. Карбонатизированные породы. 11. Золоторудные зоны вкрапленной минерализации.

Месторождение Поркьюпайн является крупнейшим представителем золоторудных месторождений, располагающихся к северу от Великих Американских озер в провинциях Онтарио и Квебек Канадского зеленокаменного пояса.

Более 30 ныне разрабатываемых месторождений этого пояса дают 73% золотодобычи Канады — 110 т. Среди месторождений этого пояса находятся такие крупнейшие, как Поркьюпайн (запасы золота 1100 т), Хемло (920 т), Керклен Лайк (750 т), Доум (400 т) и др. Обширные материалы по этим месторождениям были обобщены Е. М. Некрасовым (1988) и использованы нами.

Месторождение Поркьюпайн представляет собой единую систему сближенных неравномерно распределенных сменяющих друг друга по простираению и падению рудных тел. Протяженность этой рудоносной системы вдоль основного рудоконтролирующего северо-восточного разлома составляет более 5 км. Это серия сближенных рудоносных зон расланцевания, имеющая наибольшую ширину — 1200 м на юго-западном фланге (месторождение Холинджер). К северо-востоку зоны постепенно сближаются (месторождение Мак Интайр) и соединяются в единую зону шириной всего до 100 м, которая располагается в основном рудоконтролирующем разломе. Соответственно на участке месторождения Холинджер на одном горизонте насчитывается до 20 рудных тел, а на противоположном фланге системы — на месторождении Кониорэм, с минимальной шириной зоны присутствуют 1–2 рудных тела.

Месторождение Поркьюпайн располагается в мощной толще зеленокаменно-измененных слоистых пород последовательно дифференцированной андезит-коматиит-базальтовой формации. Стратиграфически толща занимает верхнюю часть разреза пород группы Киватин (начало среднего архея). Породы этой группы смяты в складки восток-северо-восточного простираения, опрокинутые на северо-запад. Эта складчатая толща в пределах месторождения пересекается рядом продольных зон расланцевания, крутопадающих (75–80 град.) на юго-восток. В пределах и вблизи этих зон среди вмещающих метабазитов и частично — метабазальтов и их пирокластов присутствует цепочка штоков субвулканических кварц-полевошпатовых порфиоров. Порфиры прорывают рудовмещающие вулканыты и присутствуют среди самых молодых перекрывающих их пород-агломератов и туфобрекчий риолитов, то есть завершают формирование пород группы Киватин. Их возраст 2,6–2,7 млрд. лет.

Рудовмещающими для месторождения являются выдержанные зоны расланцевания, которые под очень острым углом пересекают слои вулканистов. Зоны расланцевания представляют собой системы кливажных трещин, преобразованных в складки волочения. Особенно сильно они изгибаются на сочленениях с кулисообразными швами оперяющих разрывов. (рис. 4.4).

Особенность оруденения месторождения Поркьюпайн заключается в том, что основная масса вещества прожилков и расположенных между ними вмещающих пород изменяется примерно в соотношении от 3:1 до 1:2.

На месторождении присутствуют тела трех типов. Основными являются рудные тела, представленные линейными умеренно изогнутыми зонами сульфидно-кварцевых и сульфидно-анкерит-кварцевых прожилков, которые сопровождаются маломощными жилами того же состава. Эти прожилковые зоны определяют оруденение на средних горизонтах месторождения и преобладают на его нижних горизонтах. На верхних горизонтах определяющими оруденение являются рудные тела второго типа, представленные зонами существенно метасоматического прожилково-вкрапленного оруденения. Мощность рудных тел этих двух типов обычно 1–5 м, в участках перегибов и сопряжения зон она может возрастать до 15–25 м. Протяженность рудных тел составляет от десятков до 300 м. Рудные тела третьего типа присутствуют только в кварц-полевошпатовых порфирах и представлены относительно прямолинейными стержневыми жилами сульфидно-анкерит-кварцевого состава. Мощность этих жил — от долей до 3 м. На верхних и средних горизонтах месторождения их немного, а с глубиной количество возрастает.

На локализацию рудоносных зон и их насыщенность рудными телами влияет положение зон по отношению к порфировым штокам: в зонах, концентрирующихся между штоками, количество рудных тел увеличивается. На глубину оруденение протягивается до 2000–2400 м.

Характерные для месторождения околорудные изменения представлены окварцеванием, пиритизацией и карбонатизацией.

Основными минералами руд являются: кварц, турмалин, более поздний анкерит. Количество сульфидов — 3–4%, из них основное значение имеет пирит, подчиненное — пирротин, сфалерит, халькопирит, галенит, блеклые руды. Локально отмечаются арсе-

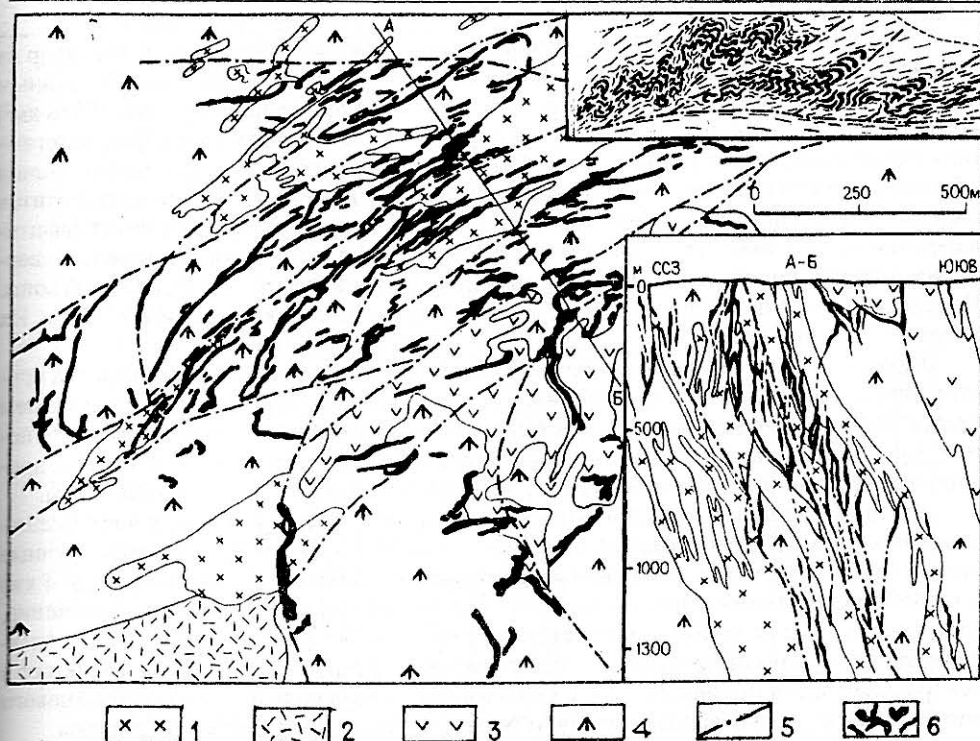


Рис. 4.4. Месторождение Поркьюпайн. Схема строения участка Холлинджер, разрез через него по линии АБ и детальный план зоны расланцевания метавулканитов с рудоносными кудревидными кварцевыми прожилками. По Е.М. Некрасову (1988).

1-4. Метавулканиты, представленные: 1 – субвулканическими кварц-полевошпатовыми порфирами, 2 – туфобрекчиями фильзитов и риолитов, 3 – диабазами и базальтами, 4 – андезитами, коматиитовыми базальтами и их туфобрекчиями; 5. Разломы; 6. Рудные жилы и прожилки.

нопирит, теллуриды (петцит, сильванит, гессит). Изредка в раннем кварце присутствуют отдельные зерна шеелита и молибденита.

Золото образуется на поздних стадиях в виде наростов на зерна пирита и макро-просечек в нем. Оно также может находиться во включениях в сериците, анкерите, изредка в турмалине, альбите, арсенопирите. Однако на глубинах ниже 2000 м золото образует включения только в кварце. Проба золота – 850.

За весь период эксплуатации месторождения Поркьюпайн с 1910 г. из его рудоносных зон добыто около 1050 т золота с содержаниями 7,8–7,9 г/т. Но на верхних горизонтах содержание золота было выше – около 15 г/т, особенно это касается прожилковых зон, залегающих в вулканитах. К настоящему времени все месторождения этого рудного поля практически отработаны.

Характерная для месторождения Поркьюпайн сложная гофрированная форма рудных прожилков позволила некоторым из геологов считать его оруденение эксгальационным сингенетическим с образованием вулканитов, доскладчатых. Однако гофрированные прожилки проявляются и в пересекающих вулканиты субвулканических телах порфиров. Кроме того, Е. М. Некрасов отмечает, что на месторождениях Доум и Пеймор (Памур), расположенных в нескольких километрах к юго-востоку и востоку от Поркьюпайн, аналогичные по составу рудные тела залегают в более молодых, перекрывающих толщу вулканитов песчаниках и граувакках. Поэтому правильным нужно считать заключение, что золотое оруденение этого региона сформировано много позже вулканизма, складчатости и метаморфизма вмещающих пород, то есть является гидротермальным.

Месторождение Колар (Индия) расположено в 100 км на восток от г. Бангалор на юго-востоке крупнейшей в Индии Дарварской золоторудной провинции. По данным С.Д. Шера и Е. М. Некрасова (1988), рудная зона Колар приурочена к узкому (80х6 км²) меридиональному выходу зеленокаменных существенно амфиболовых пород, залегающих среди вмещающих гнейсов (рис. 4.5). Структура выхода зеленокаменной толщи обычно трактуется как сжатая глубокопроникающая синклиналь. Среди амфиболитов выделяются хорошо прослеживающиеся по простиранию рассланцеванные, графитизированные, "волоконистые" и массивные разновидности, а также пачки железистых кварцитов, протягивающиеся в краевой части западного крыла складки вне рудоносной зоны. Чередующиеся пачки вышеназванных пород имеют мощности от десятков до 300 м. Их возраст — 2,9 млрд. лет.

Рудные тела месторождения приурочены к сериям субпараллельных близких к простиранию вмещающей толщи кварцевых и сульфидно-кварцевых жил, линз и систем прожилков, которые залегают среди интенсивно рассланцеванных зеленокаменных пород. Зоны таких жил и прожилков имеют мощность до 15 м, а отдельные жилы и прожилки имеют мощности от сантиметров до 1–1,5 м, в среднем обычно около 0,3 м.

Крупнейшая жила — Чемпион — имеет простирание, в основном согласное с вмещающими породами, и прослеживается более чем на 10 км. В ней присутствуют рудные столбы (рис. 4.6), которые в верхней части являются наиболее протяженными (до 4 км) и имеют северное склонение. По падению зона имеет в основном секущее положение, ее рудные столбы на глубину протягиваются более чем на 3,5 км. Они вмещают подавляющую часть запасов золота всего месторождения. Разлом жилы Чемпион залегает в центральной части рудоносной зоны. Он, очевидно, играл роль основного стержневого нарушения рудоносной зоны, с которым связаны остальные рудоносные разрывы.

Всего на месторождении выявлено 26 рудоносных кварцевых жил и жильных зон. Однако не менее 75% добытого золота было получено из одной жилы Чемпион, а остальная часть — из четырех других жил, в основном из жильной зоны Ориенталь и частично — из жил Манди и Зап. и Вост. Мак-Тэггарт.

Рудные тела на месторождении связаны с описанными кварцевыми и сульфидно-кварцевыми жилами и зонами прожилков и являются в основном маломощными — 1–1,5 м. Мощность рудных тел — не выдержанная, в раздувах, представленных кулисообразными сериями жил и прожилков, достигает 8 м, контакты — четкие.

Жильные зоны восточной части рудоносной полосы зеленокаменных пород месторождения имеют убогосульфидный существенно кварцевый состав, а в западной части — золото-сульфидно-кварцевый с количеством сульфидов до 10%, в отдельных участках до 25%.

Кварцевые жилы сложены полупрозрачным голубовато-серым или белым кварцем. Кварцевое выполнение жил характеризуется чередованием полос крупно- и мелкозернистых кварцевых агрегатов со следами значительной перекристаллизации. Кроме кварца в жилах присутствуют диопсид, тремолит, эпидот, биотит, турмалин, гранат, волластонит и в редких включениях — шеелит, магнетит, ильменит. Спорадически встречается галенит и значительно реже — пирротин, пирит, арсенопирит, халькопирит. Золото присутствует в самородном виде, среднее содержание его 10–15 г/т. отмечаются также микроскопические выделения теллуридов — гессита, алтаита, калаверита, которые присутствуют на всех, в том числе и самых глубоких горизонтах рудных тел. Выделения самородного золота имеют пластинчатую и комковидную формы и иногда выполняют просечки в кварце и образуют срастания с теллуридами.

В золото-сульфидно-кварцевых рудных телах основными из сульфидов являются пирротин (75% сульфидов) и арсенопирит (15%), также присутствуют пирит, халькопирит, галенит. Сульфиды образуют полосы и прожилки, параллельные контактам жил. Золото присутствует в кварце, сульфидах, силикатах. Содержание его ниже, чем в кварцево-жильных телах и составляет в среднем 5–10 г/т. Проба золота 900–950.

Отсутствие корреляции между содержанием золота и сульфидов, присутствие его в микропрожилках в кварце и в срастаниях с теллуридами свидетельствуют о более позднем — наложенном характере золотой минерализации.

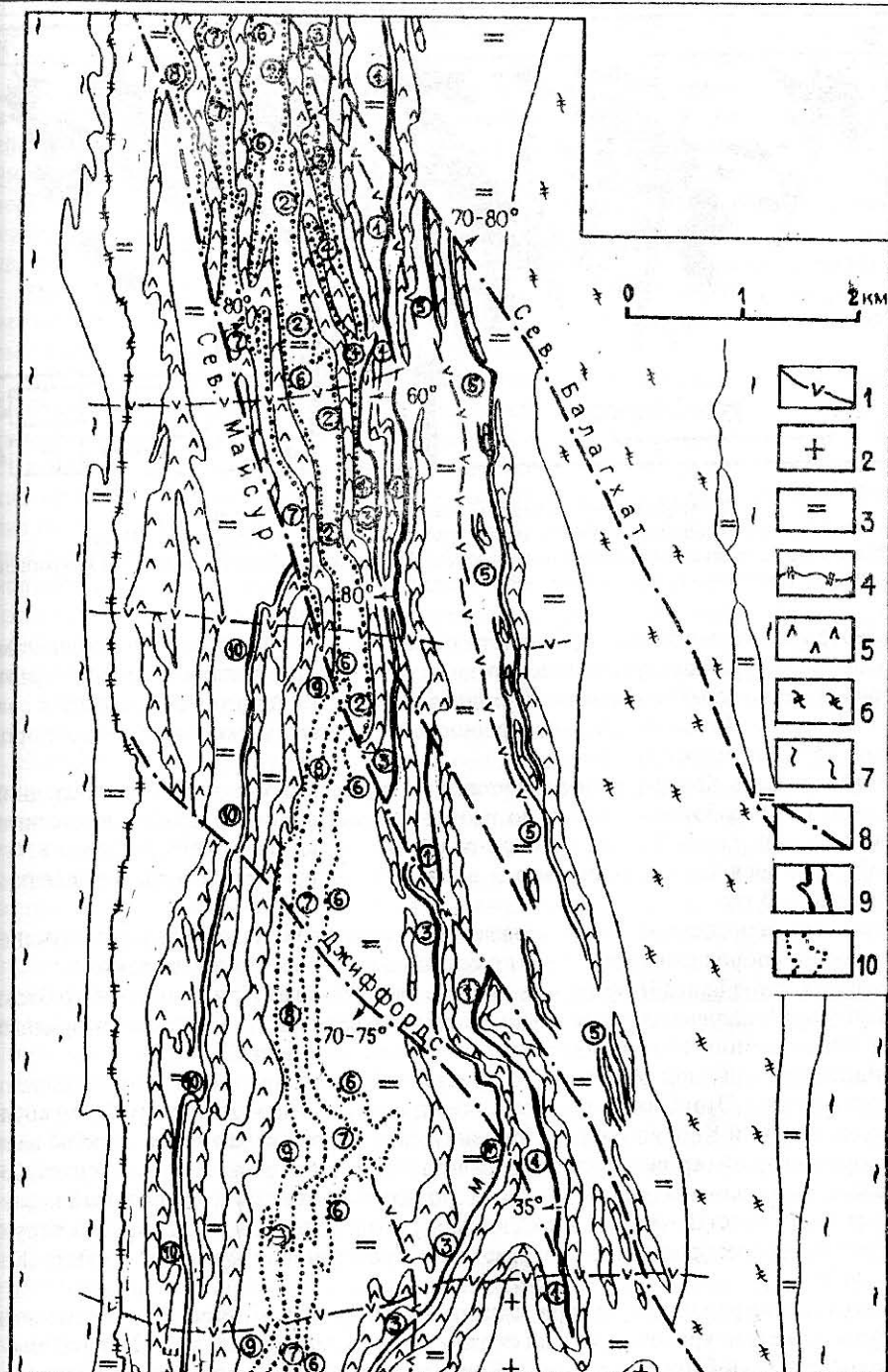


Рис. 4.5. Месторождение Колар. Схема геологического строения и положения основных золоторудных жильных зон: 1 – Чемпион, 2 – Ориенталь, 3 – Манди, 4 – Западный и Восточный Мак-Тэггарт, 5 – Маскум, 6–10 – зоны А, В, С, Д, Е. По Е.М. Некрасову (1988).

1 – Послерудные дайки долеритов; 2 – Граниты; 3 – Рассланцованные «волоконистые», графитизированные и сульфидизированные амфиболиты; 4 – Пачки железистых кварцитов; 5 – Масивные амфиболиты; 6 – Гнейсы Чемпион; 7 – Раннеархейские гнейсы; 8 – Дорудные разломы; 9 – Золоторудные жильные зоны кварцевого состава; 10 – То же, сульфидно-кварцевые.

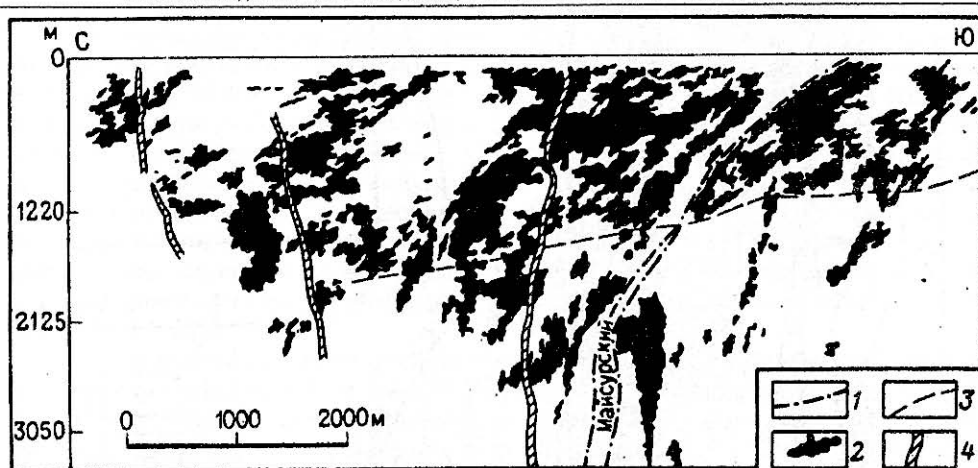


Рис. 4.6. Месторождение Колар. Продольная проекция жильной зоны Чемпион и размещение в ней богатого оруднения. По Е.М. Некрасову (1988).

1 – Дорудные разломы; 2 – Золоторудные столбы; Граница размещения полого- и крутопадающих рудных столбов; 4 – Послерудные дайки долеритов.

Своеобразными являются особенности околорудных изменений вмещающих амфиболитов. Во внутренних прилегающих к кварцевым жилам участках зон наблюдаются оторочки бледно-зеленого диопсида, сменяющиеся темной роговой обманкой в сростании с эпидотом. Во внешней зоне мощность метасоматически измененных пород составляет от сантиметров до 15 м.

Месторождение Колар разрабатывается уже несколько тысяч лет. За последний период шахтной отработки с 1880 г. по настоящее время, когда выработки достигли рекордных глубин, почти 3,5 км, из месторождения Колар было добыто более 850 т золота. Остаточные запасы оцениваются в 20–30 т, содержание золота в последние годы упало до 4–5 г/т.

Приведенные особенности месторождения Колар и характер околорудных изменений вмещающих пород свидетельствуют о больших глубинах его образования.

Месторождение Балка Широкая располагается в пределах Приднепровского блока Украинского кристаллического щита и является первым представителем золоторудных объектов описываемого типа, выявленных на территории стран СНГ.

Приднепровский блок Украинского кристаллического щита сложен породами архейского возраста. Этот блок отделяется от центрального Кировоградского блока крупной меридиональной Кировоградско-Кременчугской зоной, вмещающей породы важнейшей железорудной серии. Результаты анализа данных по Криворожской сверхглубокой скважине показали, что залегание пород этой серии имеет моноклиальный характер, а сама зона представляет собой ряд крупных субпараллельных надвиговых структур и может интерпретироваться в качестве нижнепротерозойской зоны субдукции (Казанский, 1998).

Криворожско-Кременчугская зона, имеющая ширину до 3 км, вмещает все основные железорудные, железо-урановые, и уран-редкометалльные месторождения этого района.

Приднепровский блок примыкает к Криворожско-Кременчугской зоне с востока. Этот блок представляет собой группу архейских прогибов, сложенных зеленокаменными метаморфизованными осадочно-вулканическими породами и разделяющими их гранито-гнейсовыми куполами. Интерес к подобным структурам определяется тем, что архейские зеленокаменные пояса древних щитов вмещают 8 из 22 известных в мире крупнейших золоторудных месторождений.

К настоящему времени в пределах западной части Приднепровского блока выявлено около 100 рудопроявлений золота, одно из которых – Балка Широкая – может быть

отнесено к категории месторождений. Основными из всех зеленокаменных прогибов Приднепровского блока являются Чертомлыкский, Верховцевский и Сурский, в пределах которых располагается большинство из известных здесь рудопроявлений золота.

Месторождение Балка Широкая располагается в пределах южного из этих прогибов — Чертомлыкского и находится в 2 километрах к северу от Чкаловского гранито-гнейсового массива. В районе месторождения коренные породы перекрыты толщей мезокайнозойского чехла мощностью 40–120 м. Месторождение располагается в 18 км к северу от г. Никополя на площади, примыкающей к связанному с породами чехла одноименному крупнейшему марганцевому бассейну, и в 80 км к юго-востоку от г. Желтые Воды и находящихся вблизи с ним железо-уран-редкометалльных месторождений.

Чертомлыкский и другие прогибы сложены преимущественно метаморфизованными осадочно-вулканогенными породами конкской свиты верхнего архея, выходы которых имеют концентрически зональное строение.

Основная часть разреза пород этой свиты складывается зеленокаменно-измененными туфоловами основного состава. Подчиненную роль играют эффузивные и субвулканические породы среднекислого состава и прослои преимущественно тонко- и мелкозернистых терригенных осадков. Слагающая месторождение толща метавулканитов и осадочно-вулканогенных пород конкской свиты имеет мощность не менее 1500 м. Простирается пород северо-западное — 310–315 градусов, падение — близкое к вертикальному, чаще северо-восточное. Среди этих пород достаточно четко можно выделить две толщи приблизительно равной мощности. Нижняя толща сложена в основном метавулканитами основного и среднего состава. В них присутствуют невыдержанные прослои тонкозернистого песчано-глинистого материала, а также туфов кислого состава. В верхней части этой толщи наблюдаются маломощные горизонты (мощностью до 2 м) тонкослоистых магнетитовых кварцитов, а также невыдержанные прослои магнетит-карбонат-кварцевых и сульфидно-магнетит-карбонатных сланцев.

Верхняя толща характеризуется неоднородным составом. В ее нижней и средней частях преобладают основные эффузивы, присутствуют и их послойные субвулканические разности. В этой части разреза тоже отмечается несколько прослоев тонкополосчатых магнетитовых кварцитов. В средней части площади месторождения в этой толще появляются невыдержанные прослои вулканитов кислого состава, которые начинают преобладать в верхних частях слагающей месторождение толщи пород. Среди вулканитов кислого состава, превращенных в серецит-плагиоклазовые и кварц-серецитовые сланцы, присутствуют невыдержанные прослои тонкополосчатых сульфидно-кремнистых аналогов железистых кварцитов. Вулканиты ультраосновного и основного состава ныне превращены в тальк-карбонат-хлоритовые, актинолит-хлоритовые и др. сланцы, иногда слабо гранитизированные.

Месторождение Балки Широкой приурочено к Восточно-Чертомлыкской тектонической зоне, направление которой практически совпадает с простираемьем вмещающих пород. Зона представлена проявлением катаклаза и рассланцевания пород. В ней наблюдаются серии золотоносных кварц-карбонатных и кварцевых прожилков и изредка — брекчиевых швов. Прожилки и швы сопровождаются окварцеванием и сульфидизацией зеленокаменно-измененных вмещающих пород.

Кроме основной рудоносной северо-западной тектонической зоны, присутствуют поперечные северо-восточные и субширотные разрывные нарушения, разделяющие месторождение на отдельные блоки и, вероятно, контролирующие образование участков с более богатыми рудами.

Такая северо-восточная зона ограничивает с севера Центральный блок месторождения, в котором протяженность северо-западной рудоносной зоны составляет около 2 км. Вблизи этой секущей зоны в северной части центрального блока месторождения, в основной рудной зоне, выявлено богатое оруденение с содержанием золота более 400 г/т на мощность 3 м (рис. 4.7).

По секущему северо-восточному нарушению рудоносная зона смещается на 300 м к северо-востоку, после чего протягивается далее на северо-запад еще на 1100 м до

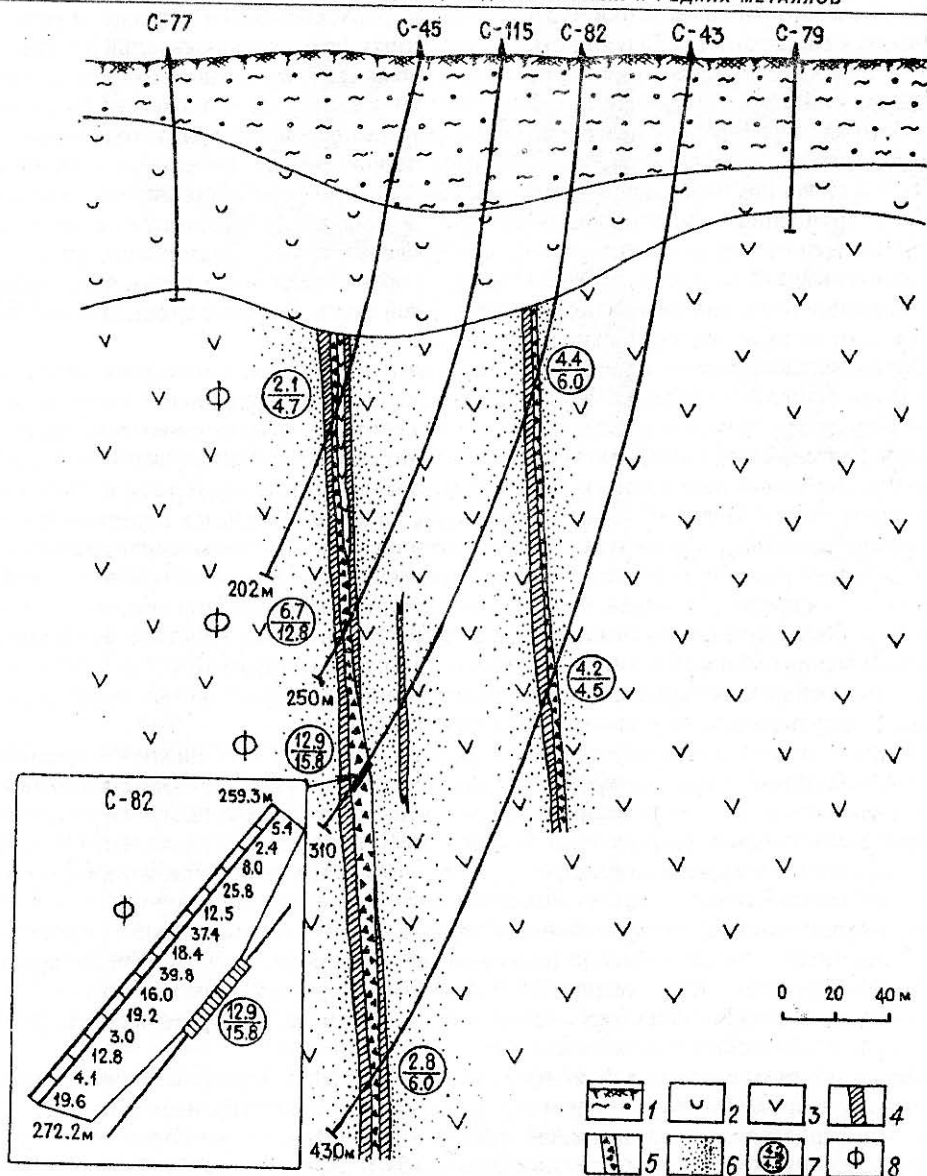


Рис. 4.7. Месторождение Балка Широкая. Схематический геологический разрез с результатами опробования скважин и данными по частным керновым пробам по скважине 82.

1 - Почвенно-растительный слой и рыхлые отложения чехла; 2 - Кора выветривания; 3 - Зеленокаменные метавулканы основного состава; 4 - Пачки железистых кварцитов; 5 - Зоны катаклаза с золотоносными сульфидно-карбонатно-кварцевыми прожилками и брекчиевыми швами; 6 - Орсолы изменения вмещающих пород типа лиственитизации-березитизации; 7 - Данные опробования скважин: числитель - стволловая мощность рудных зон (м), знаменатель - среднее содержание по ней золота (г/т); 8 - Места взятия проб на фазовый анализ золота.

следующего блокоразделяющего северо-восточного разрыва. Вблизи этого северо-восточного разрыва в основной зоне также присутствует более богатое оруденение.

Последний из выявленных участков месторождения Балка Широкая - северный, имеет протяженность рудоносной северо-западной зоны месторождения - 3,5 км.

В результате изучения, проведенного путем бурения серии профилей скважин через 100-500 м, внутри этой вмещающей месторождение Восточно-Чертомлыкской струк-

туры, имеющей ширину более 100 м, было выявлено до 8 субпараллельных рудоносных зон. Из этих зон основная — Центральная с разной детальностью прослежена на всем протяжении месторождения. Из других рудоносных зон две зоны выявлены в западном — лежащем боку Центральной зоны, а остальные — в ее висячем боку. Они сопровождают Центральную зону на ее отдельных интервалах и изучены пока еще очень слабо.

В результате изучения рудоносных зон выяснено, что в большинстве разведочных пересечений золоторудные тела залегают в тех частях разреза вмещающих пород, в которых присутствуют пачки железистых кварцитов. Однако собственно золотое оруденение связано с наложенными на вмещающие породы и железистые кварциты зонами сульфидно-карбонатно-кварцевых прожилков и жил, и сопровождающими их метасоматитами березит-лиственитового ряда. При этом оруденение может переходить из лежащего бока пачек железистых кварцитов в их висячий бок или отходить от них в боковые породы. Поэтому содержание магнетита в рудах месторождения сильно изменяется — от почти полного отсутствия до чаще отмечаемого в 2–7% и иногда в отдельных участках — до 20–30%.

Мощность отдельных обычно субсогласных крутопадающих рудных тел месторождения Балка Широкая составляет от долей метра до 4–5 метров, при протяженности по простиранию до 300–500 м. По падению оруденения в вещественном составе руд выявлена значительная изменчивость содержания и состава присутствующей в рудоносных зонах сульфидной минерализации. Общее количество сульфидов в рудоносных зонах месторождения изменяется от 2–3 до 35–40%. Среди сульфидов резко преобладает пирит (до 35%, а в среднем 10–20%) и пирротин (до 10%, а в среднем 2–5%). Остальные сульфиды присутствуют в количестве долей%: халькопирит (0,1–0,2%), арсенопирит (0,1%), галенит и сфалерит (менее 0,1%).

Изучение минералого-геохимических особенностей месторождения показало, что оно является чисто золоторудным при резко подчиненной роли серебра. Содержание других компонентов, в том числе представленных в рудах собственными минералами (медь, свинец, цинк, мышьяк и др.), не превышает сотых долей %. В разведочных скважинах отмечаются повышенные содержания урана, которые не превышают 0,1%. Они присутствуют в нескольких узких (до 1 м) аномальных интервалах, преимущественно в милонитизированных боках золоторудных тел, реже внутри них, не образуя повышенных промышленных содержаний.

Несмотря на присутствие в рудах месторождения Балка Широкая значительного количества сульфидов, основная часть золота и серебра в них находится в самородном виде, что является характерным для золоторудных месторождений зеленокаменных поясов.

Мелкие (в основном до 0,05 мм, редко крупнее) выделения самородных золота и серебра в аншлифах обнаруживаются в кварце, в хлорит-карбонатном материале сульфидно-карбонатно-кварцевых прожилков, а также во включениях в некоторых сульфидах и в единичных случаях — магнетите и хлорите. Форма золотинок — неправильная, реже — изометричная и уплощенно-удлиненная. Для месторождения характерны в целом очень низкие содержания серебра, средняя величина золото-серебряного отношения — около 0,5. Вместе с этим в участках рудных тел с наиболее высокими содержаниями золота это отношение поднимается до 10–15, так как содержания серебра остаются низкими. Однако в отдельных пробах из золоторудных тел и реже из прилегающих к ним частей рудоносных зон с низкими содержаниями золота отмечаются высокие содержания серебра — до 25 г/т и более. Это связано с иногда отмечаемыми в отдельных пересечениях зон обычно мелкими, в несколько миллиметров, вероятно, наиболее поздними секущими прожилками, слагаемыми розово-белым карбонатом и полупрозрачным кварцем с включениями многочисленных сульфидов с самородным серебром и теллуридом серебра (гесситом). Нами было проведено тщательное разделение материала такого прожилка, присутствующего в железистом кварците экзоконтакта рудного тела, на кварц-карбонатную и сульфидную составляющие. Последующий анализ содержания в них золота и серебра показал, что в сульфидном материале прожилка содержание золота —

0,8 г/т серебра – 6,3 г/т, а кварц-карбонатном – соответственно 1,7 и 1359 г/т. Учитывая, что в сульфидах золото и серебро часто присутствуют в микроскопическом виде, а в кварц-карбонатном материале для них характерны более крупные свободные выделения в самородном виде, приведенные данные можно рассматривать в качестве доказательства присутствия в рудах месторождения в поздних прожилках самородного серебра.

Основная роль на месторождении Балка Широкая самородных золота и серебра подтверждается проведенными нами и другими исследователями фазовыми анализами присутствующих в рудах золота и серебра. Из нерудных минералов, слагающих золотоносные зоны месторождения основными являются – кварц (10–40%), карбонаты (10–30%), хлорит (5–15%), полевые шпаты (5–10%), слюды и гидрослюды (1–6%).

Присутствуют акцессорные – апатит и сфен (до 2%). Таким образом, по общему минералогическому составу руды месторождения являются золото-сульфидно-магнетит-карбонатно-кварцевыми.

Кроме месторождения Балка Широкая, в пределах других зеленокаменных прогибов Приднепровского блока известно несколько десятков других рудопроявлений золота. Среди них присутствует группа рудопроявлений, так же, как и Балка Широкая контролируемых метабазами, содержащими пачки магнетитовых железистых кварцитов (Южно-Петровское, Семерниковское и др.). Ряд рудоуправлений залегают в толщах, в которых магнетитовые железистые кварциты не отмечены. Некоторые из этих рудопроявлений залегают среди кислых вулканитов, содержащих тонкополосчатые сульфидно-кварцевые сланцы и другие породы, которые можно рассматривать в качестве аналогов железистых кварцитов (Балка Золотая, Крутобалкинское и др.).

4.3. Урановые, золото-урановые и никель-урановые месторождения “несогласия” в магнезиальных метасоматитах

Месторождения этой группы, впервые выявленные в 70-х годах в пределах докембрийских щитов Австралии и Канады, приурочены к областям стратиграфически несогласного залегания пород и поэтому получили в геологической литературе название месторождений “несогласия”. Они обладают большими запасами высокосортных урановых руд (более 30% мировых запасов урана), иногда ассоциирующих с золотом или никелем (Лаверов Н. П., Барсуков В. Л., 1977).

Несмотря на пространственную разобщенность урановых месторождений Австралии и Канады, в их строении и условиях образования отмечено много общего, что позволило объединить эти объекты в единую группу. На всех месторождениях достаточно четко проявлена рудоконтролирующая роль крупных геологических несогласий между нижними формациями геосинклинального структурного этажа и залегающими на их эродированной поверхности протерозойскими отложениями платформенного чехла.

Золото-урановые месторождения северной территории Австралии расположены в пределах протогеосинклинали Пайн-Крик, сформировавшейся на архейском фундаменте в краевой части Центрально-Австралийского щита в раннем протерозое.

В стратиграфическом разрезе выделяются фундамент щита, метаморфизованные отложения протогеосинклинали Пайн-Крик и платформенный чехол, сложенный верхнепротерозойскими слабо метаморфизованными толщами пород формации Комболджи и рыхлыми мезо-кайнозойскими отложениями.

Породы фундамента образуют крупное поднятие в центральной части района. Здесь развиты наиболее древние метаморфизованные породы архея и купола, возникшие при анатектическом преобразовании нижнепротерозойских пород. В процессе последующего метаморфизма, достигшего амфиболовой ступени, формировались гнейсы, мигматиты, железистые кварциты. Становление пород фундамента относят к рубежу 2500–2400 млн. лет.

Породы, слагающие геосинклиналь Пайн-Крик, накапливались в интракратонном бассейне при переменной континентальной и мелководной морской обстановке в период раннего протерозоя (2400–1870 млн. лет). В целом по разрезу осадочные толщи от-

личаются фациальной устойчивостью. Наиболее древние породы представлены песчаниками, аркозами, конгломератами, кварцитами, сланцами, гнейсами. В дальнейшем сформировалась мощная (более 3000 м) толща тонкокластических и химических осадков – углеродисто-кремнистых сланцев, алевролитов, карбонатных песчаников, доломитов и сланцев. Эти породы объединены в формацию Кэхил.

Интрузивная деятельность проявилась в образовании массивов гранитов, сиенитов, возраст которых близок к 1400–1200 млн. лет (рис. 4.8).

Тектонические подвижки, происходившие по разломам близмеридионального и северо-западного направлений в позднепротерозойское-рифейское время, рассматриваются как проявление после платформенной тектонической активизации. В восточной части региона по отдельным нарушениям северо-западного и субширотного простирания древние метаморфические породы надвинуты на платформенные отложения формации Комболджи с образованием сложных структур типа надвиговых чешуй.

Основные урановые месторождения залегают в породах формации Кэхил и пространственно тяготеют к областям развития черных углеродистых сланцев, обогащенных органическим веществом (до 30%) и содержащих повышенные концентрации (в%): урана (0,002–0,013), ванадия (до 0,045), кобальта (0,004), хрома (0,013), меди (0,018), вольфрама (0,015), циркония (0,012), бора (до 0,03).

Месторождения располагаются вблизи древних архейских и раннепротерозойских поднятий. Так, наиболее крупные из них – Джабилука, Рейнджер, Кунгарра – локализу-

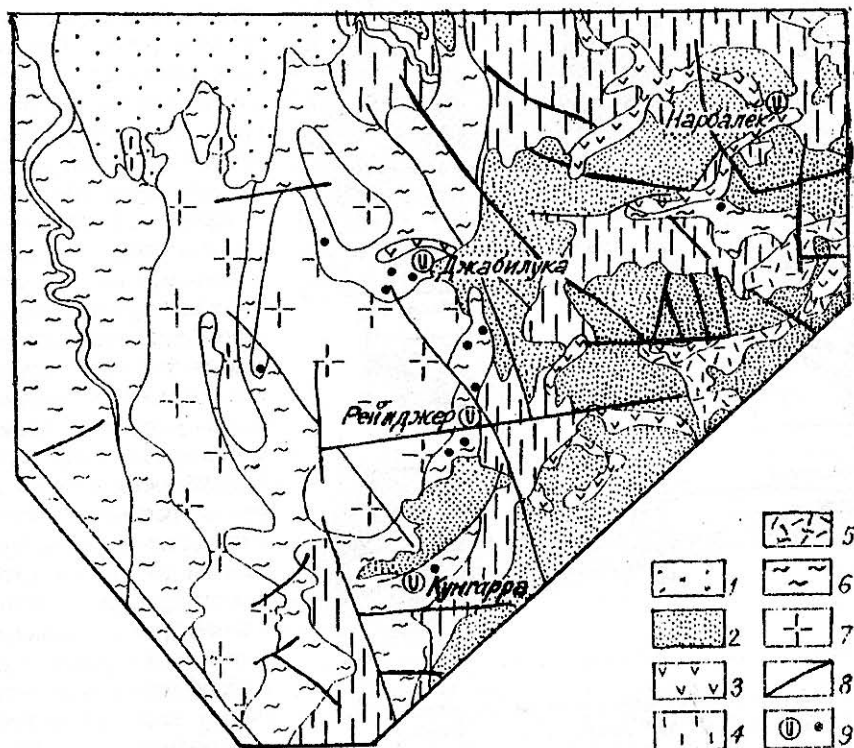


Рис. 4.8. Схема геологического строения региона Пайн-Крик.

По Г.Р. Эверсу и др.

1–2 – отложения платформенного чехла: 1 – меловые, 2 – позднерифейские формации Комболджи; 3–7 – интрузивные и метаморфические комплексы раннего протерозоя: 3 – долериты, 4 – метаморфизованные мигматиты, 5 – гранитизированные породы, 6 – геосинклинальные комплексы раннего протерозоя, 7 – породы архейского фундамента – комплекс Нанамбу; 8 – тектонические нарушения; 9 – урановые месторождения и рудопроявления.

ются в восточном крыле поднятия Нанамбу (рис. 4.9). В гранитоидах и гнейсах этого поднятия отмечены повышенные содержания урана (до 0,003–0,005%) и K_2O (до 8%).

Важным структурным рудоконтролирующим элементом является зона несогласия в основании отложений платформенного чехла. В регионе Пайн-Крик все месторождения и проявления урановой минерализации контролируются положением этой зоны несогласия и залегают под покровом комболджийских песчаников.

Месторождение Джабилука открыто в 1971 г. Это одно из крупнейших в мире урановых месторождений богатых руд. Оно представлено двумя рудными телами – Джабилука-1 и Джабилука-2 с общими запасами U_3O_8 около 230 тыс. т и содержанием урана в рудах 0,38%. Кроме того, только на верхних горизонтах месторождения разведано около 8 т золота с содержанием 12–15 г/т.

Месторождение залегает в породах Кэхил, представленных светло-серыми кварц-мусковит-серицитовыми сланцами. Породы претерпели региональный метаморфизм амфиболитовой фации в эпоху около 1800 млн. лет. В сланцах выделяется продуктивная толща общей мощностью до 100 м, которая состоит из четырех рудоносных слоев. Верхний – “графитовый” – сложен хлоритовыми углеродистыми сланцами и доломитами с зонами брекчирования. В 60 м ниже по разрезу находится основной рудоносный горизонт, вмещающий главные

запасы месторождения. Он включает углеродистые и кварц-хлоритовые сланцы с прослоями доломитов и роговиков с зонами брекчирования. Еще на 15–20 м ниже расположены два рудоносных слоя хлоритовых и кварц-полевошпатовых сланцев, местами обогащенных углеродистым веществом.

Основные промышленные концентрации урана приурочены к породам интенсивно хлоритизированным, развитым вдоль тектонических нарушений, локализуемых в лежачем боку прослоев графитовых сланцев. Количество хлорита в измененных разностях пород увеличивается до 45%. Рудные залежи во многом сходны: они стратиформны, тяготеют к зонам брекчирования, локализуются в породах, подвергшихся магниевому метасоматозу, залегают на небольшой глубине непосредственно под зоной несогласия, разделяющей породы фундамента и платформенного чехла.

Наиболее крупной региональной тектонической структурой месторождения

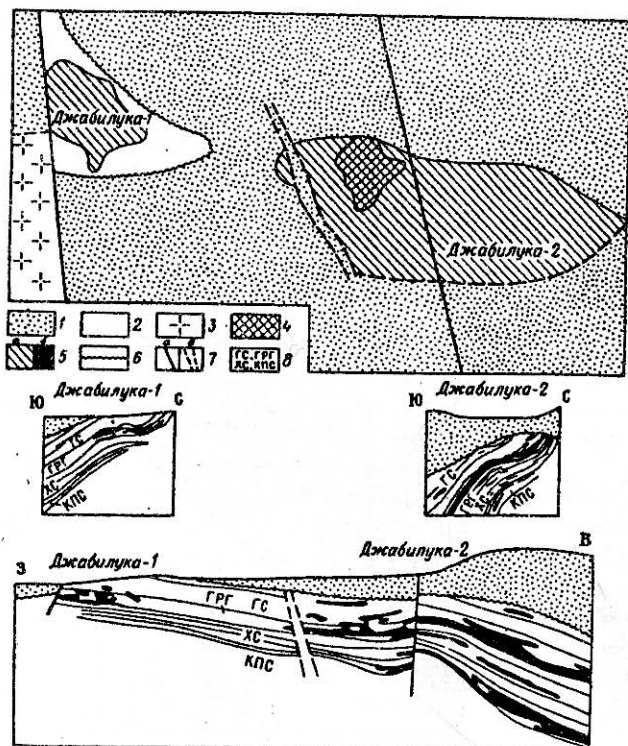


Рис. 4.9. Геологический план и разрезы месторождения Джабилука. По М.Р. Хейдж и Д.К. Раунтри.

1 – песчаники формации Комболджи; 2 – продуктивная толща формации Кэхил; 3 – гранитоиды комплекса Нанамбу; 4 – область развития золотой минерализации; 5 – урановорудные тела; 6 – в проекции на горизонтальную плоскость, 6 – в разрезе; 7 – поверхность несогласия; 8 – нарушения (а) и зона пегматитов (б); 8 – состав сланцев продуктивной толщи: ГС – графитовые, ГРГ – главный рудоносный горизонт – углеродистые и кварц-хлоритовые, ХС – хлоритовые, КПС – хлоритовые и кварц-полевошпатовые.

является пологопадающий сброс, прослеживающийся вдоль контакта песчаников Комболджи и продуктивной толщи сланцев. Другая система тектонических нарушений представлена серией субмеридиональных крутопадающих разрывов, пересекающих и продуктивную толщу, и песчаники платформенного чехла.

Рудовмещающие сланцы смяты в линейную асимметрическую складку близширотного простирания: южное крыло ее, сложенное породами продуктивной толщи, имеет более крутое падение, чем северное. Ось складки постепенно погружается в восточном направлении. Важную роль в размещении урановых руд играют своеобразные карстогенные структуры обрушения.

Вдоль тектонических нарушений и послонных зон брекчирования наблюдается интенсивная хлоритизация силикатных пород и доломитизация карбонатных. На удалении от рудоносных горизонтов на безрудных участках развиты тонкорассеянный серицит и мусковит, местами замещающие хлорит; широко проявлена турмалинизация пород. Руда обычно ассоциирует со светло-зеленым или белым криптокристаллическим хлоритом. Интенсивность процесса хлоритизации возрастает по мере приближения к рудоносным брекчиям и жилам.

Урановые минералы в рудах представлены настураном, уранинитом и коффинитом, образующим тонкие прожилки, вкрапленность, массивные послонные скопления в хлоризированных породах. Золото по времени выделения является более поздним. Мелкие зерна золота обнаружены в хлорите, замещавшем уранинит. Формирование золотой минерализации сопровождалось окислением углеродистого вещества и пирита, замещаемого гематитом, что отчетливо наблюдается в зальбандах золотоносных прожилков. Несмотря на то, что отчетливой корреляционной связи между золотом и ураном не установлено, повышенные концентрации золота отмечаются только в пределах урановорудных жил, особенно в их верхних частях. В жилах и брекчиях с уранинитом выявлен сложный комплекс минералов, включающий развивающиеся по ураниниту коффинит, галенит, золото со следами серебра, а также минеральные ассоциации с висмутом, теллуrom, палладием, никелем, кобальтом и железом. Эти жилы и зоны частично замещаются хлоритом, кварцем, халькозином, ковеллином, халькопиритом. В рудах отмечены повышенные концентрации скандия, иттрия, редких земель.

Урановое месторождение сформировалось после эпохи регионального метаморфизма. При анализе изотопного состава уранинита и галенита из рудных тел были получены следующие значения абсолютного возраста: 1600, 900 и 500 млн. лет.

Урановый регион Атабаска находится в краевой юго-западной части Канадского щита, где докембрийские породы фундамента перекрываются верхнепротерозойскими отложениями платформенного чехла.

В стратиграфическом разрезе выделяются три структурных этажа: архейский фундамент, раннепротерозойские миогеосинклинальные комплексы и позднепротерозойский платформенный чехол. Породы раннепротерозойского комплекса слагают "подвижный пояс Кри-Лейк", расположенный в центральной части района и протягивающийся в северо-восточном направлении. С юго-востока и северо-запада он ограничен крупными разломами. В пределах "подвижного пояса" расположены основные урановые месторождения "несогласия" (рис. 4.10).

Породы архейского фундамента образуют крупный кратон к северо-западу от "подвижного пояса", сложенный гранитизированными пара- и ортогнейсами, мигматитами, лейкократовыми гранитами и метаморфизованными осадочно-вулканогенными отложениями. Возраст наиболее ранних гранитов 2600–2400 млн. лет. Содержание урана в лейкократовых инъекциях архейских мигматитов часто достигает 300 г/т, а содержание в гранитах от 3,2 до 15 г/т.

Раннепротерозойские миогеосинклинальные комплексы "подвижного пояса" формировались в узких приразломных геосинклиналях (трогах). В нижней части разреза преобладают апелитовые гнейсы, в отдельных участках содержащие повышенные количества графита. Графитсодержащие биотитовые гнейсы обогащены ураном, что позволяет использовать их в качестве маркирующих горизонтов. Выше развиты мета-

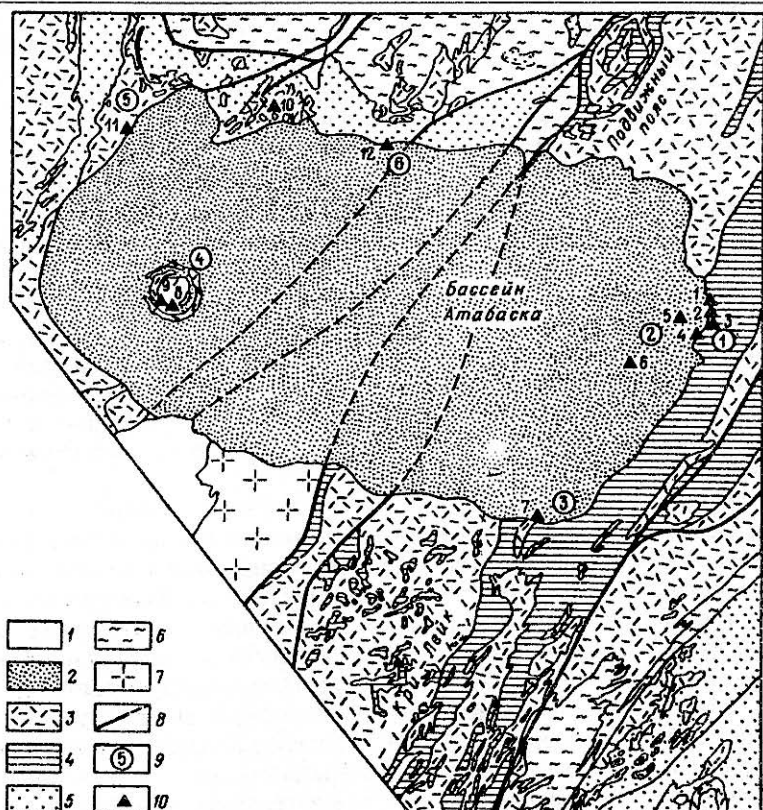


Рис. 4.10. Положение ураноносных районов и месторождений в районе Атабаска.

По Дж. Льюри и Т. Сибболду.

1 — отложения фанерозоя; 2 — кварцевые песчаники формации Атабаска; 3 — конгломераты, аркозы и алевролиты нижней толщи платформенного чехла; 4 — раннепротерозойский геосинклинальный комплекс «подвижного пояса»; 5–7 — группы архейского фундамента: 5 — поздняя (орто- и парагнейсы, кварциты), 6 — средняя (мigmatиты), 7 — ранняя (гранитоиды); 8 — главные зоны разломов; 9 — урановорудные районы западного кратона: 1 — Рэббит-Лейк — Коллинс-Бей, 2 — Мак-Клин — Мидуэст-Лейк, 3 — Ки-Лейк, 4 — структура Карсуэлл, 5 — Морис-Бей, 6 — Фон-дю-Лак; 10 — урановые месторождения: 1 — Эйдж-Пойнт, 2 — Коллинс-Бей А, 3 — Коллинс-Бей В, 4 — Рэббит-Лейк, 5 — Мидуэст-Лейк, 6 — Сигар-Лейк, 7 — Ки-Лейк, 8 — «Д», 9 — Питер, 10 — Эйс-Фей, 11 — Морис-Бей, 12 — Фон-дю-Лак.

аркозы, чередующиеся с прослоями известково-силикатных пород, мраморов, амфиболитов и графитизированных гнейсов. В них распространены инъекции гранитов и пегматитов. Карбонатные породы отличаются повышенными содержаниями фосфора и урана. Общая мощность раннепротерозойских геосинклинальных отложений 3000–4000 м, условия их залегания на архейском фундаменте и состав пород свидетельствуют о накоплении в обстановке мелководного бассейна.

Породы смяты в узкие, иногда изосинклинальные, крутопадающие складки северо-восточного простираия. Возраст главной складчатости и метаморфизма раннепротерозойских пород определяется в 1820–1570 млн. лет. В «подвижном поясе» Кри-Лейк широко распространены граниты и пегматиты, проявлены процессы калиевого метасоматоза и альбитизации.

Верхнепротерозойские породы образуют платформенный чехол Канадского щита. В центральной части описываемого урановорудного региона они выделяются как формация Атабаска, они представлены чистыми хорошо отсортированными кварцевыми песчаниками с каолиновым цементом. Песчаники залегают практически горизонтально. Их возраст 1350 ± 50 млн. лет. В их основании выделяются базальные

мономиктовые кварцевые конгломераты с прослоями глинистых сланцев, аркозы и алевролиты.

Подстилающие формацию Атабаска гнейсы интенсивно изменены на расстоянии несколько метров от поверхности несогласия. Эти породы названы канадскими геологами "реголитами", вероятно, по наличию обломочного материала и неровностям поверхности, напоминающим поверхностный слой Луны. Измененные породы сложены каолиновым агрегатом, гематитом, хлоритом, кварцем. "Реголиты", как и перекрывающие их базальные слои отложений платформенного чехла, интенсивно окрашены в бурые цвета гидрооксидами железа. Эти преобразования являются результатом развития предатабаскской коры выветривания.

Магматическая деятельность отмечалась для различных периодов геологической эволюции региона. Наиболее ранними являются архейские граниты (2470–2200 млн. лет) метаморфизованные в раннепротерозойское время с образованием структур течения и рассланцевания.

К продуктам раннепротерозойского магматизма относятся гранитные интрузии перемешанного состава – от кварцевых диоритов до щелочных гранитов, массивы "эпидиоритов", габбро и дайки пегматитов.

Наиболее поздними в районе были дайки диабазов, внедрившиеся по нарушениям северо-западного простирания в породы платформенного чехла формации Атабаска. Их возраст 1000 млн. лет.

Наибольшую промышленную значимость в регионе приобрели выявленные в последние годы месторождения типа "несогласия". Наиболее крупные из них – Сигар Лейк, Ки-Лейк, Мидуэст-Лэйк, Раббит-Лейк и другие. Все месторождения залегают относительно неглубоко. Рудные тела компактные с высоким содержанием урана (до 12% – Сигар-Лейк). Многие месторождения комплексные, содержат также промышленные концентрации никеля. Благодаря вводу в эксплуатацию этих объектов Канада уже в 1984 году заняла первое место по добыче урана.

Наиболее крупными объектами этого региона является Лек Артур Ривер и Сигар-Лейк с разведанными запасами урана соответственно 160 000 т, и 110 000 т и весьма богатыми рудами. Если в 1995 г. основная добыча урана велась на трех месторождениях Раббит-Лейк – 21 тыс. т, Ки-Лейк – 19 тыс. т, Клафф Лейк – 19 тыс. т, то к 1997–2015 гг. основными поставщиками урана будут Сигар-Лейк – 85 тыс. т и Лек Артур Ривер – 108 тыс. т при общей добыче 307 тыс. т (рис. 4.11).

В отличие от Австралийских месторождений "несогласия" в районе Атабаска наиболее крупные рудные тела залегают в отложениях платформенного чехла.

Урановые минералы представлены настураном, урановыми чернями и коффинитом. Среди никелевых минералов преобладают герсдорфит, миллерит, никелин, бравоит. В рудах присутствуют пирит, сфалерит, халькопирит; жильные минералы развиты крайне ограничено. Все руды обогащены гидроксидами и оксидами железа (гематит и лимонит). По отдельным трещинам, пересекающим руды, отмечены мелкие прожилки хлорита с кальцитом и сидеритом. Для руд характерны массивные текстуры, реже встречаются вкрапленные и прожилково-вкрапленные.

Руды подвергались неоднократным преобразованиям, особенно на участках, обогащенных сульфидами. Здесь интенсивно проявлены процессы каолинизации: каолин, замещающий серицит и хлорит ассоциируют с уранофаном и склодовскитом. Измененные породы в местах скопления богатых урановых руд содержат повышенные концентрации никеля, мышьяка, свинца и состоят преимущественно из глинистых минералов и кварца.

Радиологический возраст урановых руд определен в 1600, 1200, 960 и 89 млн. лет.

Сопоставление особенностей геологического строения урановых месторождений двух описанных регионов, расположенных в пределах Австралийского и Канадского щитов, позволяет наметить много общего в условиях объединения их в самостоятельную группу месторождений "несогласия". Образование этих месторождений было связано с характерными этапами геологической эволюции регионов, что определяет пространственное положение месторождений и рудных залежей.

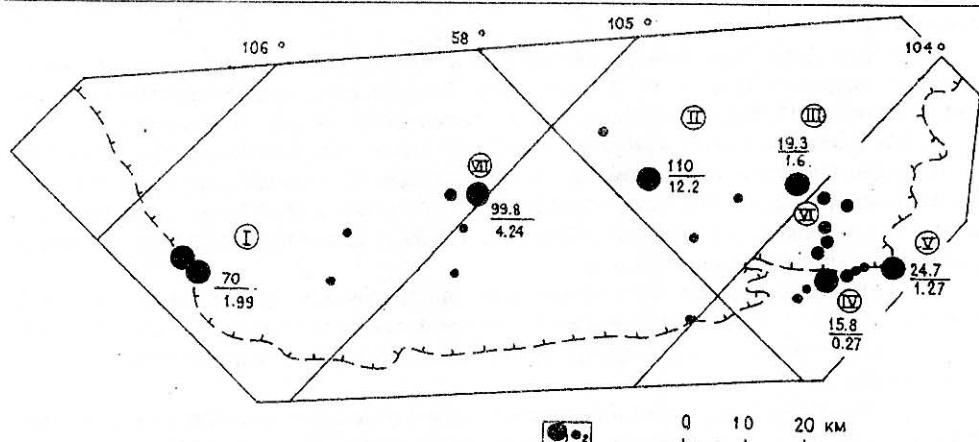


Рис. 4.11. Положение основных месторождений бассейна Атабаска с указанием их запасов и содержаний урана.

1. Крупные ураново-рудные районы, месторождения, их запасы (в тыс. т) – числитель; содержание урана (%) – знаменатель; I – Ки-Лейк, II – Сигар-Лейк, III – Мидузет, IV – Раббит-Лейк, V – Егл Пойнт, VI – Мак Клайн Лейк, VII – Норт; 2. Месторождение с запасами до 10 тыс. т.

Первичные концентрации урана проявляются в период становления в пределах древних кратонов гранитогнейсовых куполов (до 2200 млн. лет). Процессы анатектических преобразований вмещающих пород сопровождалось внедрением высокорadioактивных интрузий гранитоидов, мигматитов, пегматитов.

Оба региона принадлежат к областям развития на консолидированном складчатом основании протогейсинклинальных поясов и трогов (1800–1700 млн. лет). Для геосинклинальных толщ типично преобладание терригенных пород при подчиненном количестве хемогенных и вулканогенных разностей. Характерной отличительной особенностью геологического разреза урановорудных районов являются горизонты, обогащенные углеродистым веществом с повышенными концентрациями урана и других рудных элементов.

Пространственное положение всех урановых месторождений этого типа контролируется двумя главными структурными элементами: зоной несогласия, разделяющей породы фундамента и верхнепротерозойского платформенного чехла (формации Комболджи и Атабаска) и зонами смятия и повышенной трещиноватости в породах складчатого основания и, частично, платформенного чехла.

Для всех месторождений устанавливается пространственная связь уранового оруденения с гнейсами фундамента, особенно с теми, которые обогащены углеродистым веществом. Урановые руды концентрируются в области регионального несогласия над прослоями, обогащенными углеродистым веществом, или располагаются непосредственно в них, образуя апофизы рудных тел, погружающиеся в породы складчатого основания.

Важное значение в формировании месторождений имело изменение окислительно-восстановительного режима среды в связи с развитием древних площадных и линейных кор выветривания. На многих месторождениях породы фундамента под отложениями платформенного чехла нацело переработаны и представляют собой кварц-каолиновую кору выветривания, окрашенную в бурый цвет гидроксидами железа. Черные углеродистые прослои в зоне окисления осветлены за счет «выгорания» углеродистого вещества. Смена окислительно-восстановительных условий среды фиксируется с глубиной изменения состава хлоритов – от бесцветных магнезиальных до зеленоватых магнезиально-железистых.

Отличительной чертой геологического развития регионов явилось многоэтапное проявление позднего магматизма в виде даек основного состава типа долеритов и диа-

базов. Это свидетельствует о длительности геологической эволюции геосинклинали и сохранившейся проницаемости зон глубинных разломов после завершения геосинклинального развития. Появление даек можно рассматривать как послеплатформенную тектонно-магматическую активизацию.

Месторождения обоих регионов формировались при сходных температурных условиях – в пределах 100–160 градусов Цельсия.

По поводу генезиса этих месторождений существуют различные гипотезы: инфильтрационная (V. Ruziska, 1993), гидротермально-диагенетическая, гидротермальная. Приведенные выше особенности геологического строения позволяют отнести эти уникальные по запасам и концентрациям урана месторождения к группе полигенных и полихронных.

Благоприятные условия для возникновения месторождения были заложены на ранних стадиях эволюции региона в связи с образованием ранних гранитоидов и горизонтов углеродисто-кремнистых пород, обогащенных ураном, который можно рассматривать как потенциальный источник для последующего накопления руд.

Появлению первых промышленных концентраций урана способствовало развитие допозднепротерозойских площадных и линейных кор выветривания в породах фундамента. Линейные коры особенно интенсивно формировались по ослабленным зонам повышенной трещиноватости вдоль углеродистых прослоев в гнейсах и сланцах. Извлекаемый из них уран концентрировался вдоль границы зоны окисления.

В положении рудных тел относительно поверхности несогласия проявляется существенное различие в их пространственном размещении на месторождениях Австралии и Канады. В пределах протогеосинклинали Пайн-Крик все основные рудные тела залегают под зоной “несогласия” в породах фундамента. В районе бассейна Атабаска наиболее крупные рудные тела месторождений Сигар Лейк, Мак Артур Риверс и других залегают в ареоле измененных пород осадочного чехла над зоной “несогласия”.

На рис. 4.12. по данным канадских геологов (V. Ruziska, 1993), показана модель формирования месторождений района Атабаска, где демонстрируется двоякая природа урана U^{4+} и U^{6+} , сформировавшего основные рудные тела, и устанавливается характерная для инфильтрационных месторождений зональность измененных пород окислительно-восстановительного типа.

4.4. Месторождения «несогласия», представленные комплексными рудами урана, меди, благородных и редких металлов

Представителями этого относительно нового типа комплексных месторождений являются Олимпик Дэм в Австралии, Онежского района Карелии в России, и некоторые другие.

Месторождение Олимпик Дэм расположено в Южной Австралийской рудной провинции. Оно приурочено к зоне “несогласия”, разделяющий архейский фундамент и перекрывающую его толщу протерозойских нижнекембрийских осадочных отложений Аделаида, сложенную известняками, песчаниками, кварцитами, сланцами, доломитами и вулканическими породами. Мощность перекрывающих пород платформенного чехла изменяется от 300 до 600 м.

Месторождение открыто при бурении структурных скважин в 1976 году. В процессе его разведки в 1978–1979 гг. были установлены крупные запасы медных руд и уникальный состав сопутствующих компонентов – золота, урана и серебра. Протяженность основного рудного тела – около 7 км при ширине 4 км, глубина прослеженного оруденения 300 м. Общие запасы меди составляют 32 млн. т, урана – 1,2 млн. т, золота – 1200 т при средних содержаниях соответственно: 1,6% Cu; 0,06% U_3O_8 ; 0,6 г/т Au.

Годовое производство на месторождении Олимпик Дэм металлов составляет: меди – 85 тыс. т, урана – 1500 т. Ожидается увеличение годового производства: меди – до 100 тыс. т, урана – до 1900 т, золота – до 2,1 т, серебра – 26,6 т (Dahlkamp F. J., 1993)

Рудное тело представлено крупнообломочными брекчиями, залегающими в породах фундамента на контакте с отложениями платформенного чехла, представляющими зону несогласия с локальными отложениями базальных конгломератов (рис. 4.13).

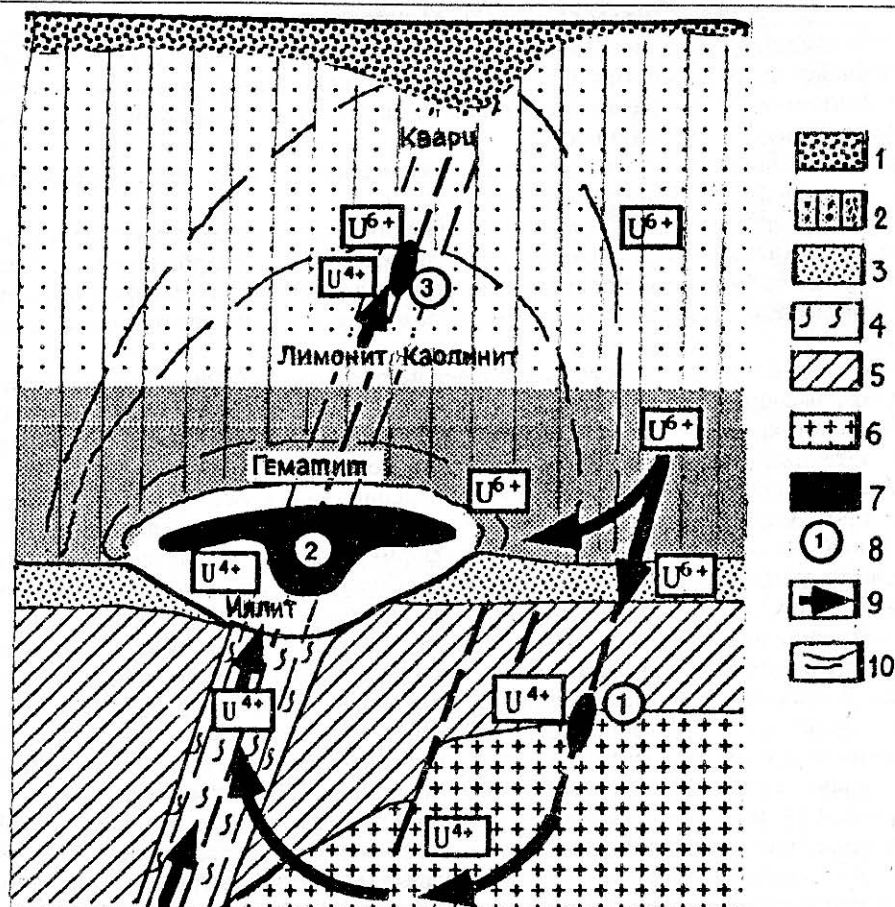


Рис. 4.12. Вариант генетической модели формирования месторождений несогласия Атабаска.

1. Четвертичные отложения; 2. Песчаники; 3. Кора выветривания – реголит; 4. Метapelиты; 5. Метаморфический комплекс; 6. Гранитоиды архея; 7. Рудные тела; 8. Три типа рудных концен- траций; 9. Водные потоки; 10. Зоны измененных пород. От центра к периферии: лимонизация и каолинизация, гематизация, окварцевание.

В разрезе через рудное тело выделяются массивные граниты, гематитовые брекчии с обломками гранитов, обогащенные гематитом гематит-кварцевые брекчии. В облом- ках брекчий, кроме измененных гранитов, выделяются фельзиты, основные вулканиты, гематитизированные сланцы, карбонаты; прожилки барита, сульфидов.

Цемент состоит из гематита, серицита, хлорита, сидерита. Изменения пород про- явлены в виде гематитизации, серицитизации, хлоритизации и локального окварцева- ния и карбонатизации.

С выделениями гематита связаны повышенные концентрации Cu, U, Au, Ag и та- ких жильных минералов, как кварц и флюорит. Медные минералы представлены халь- копиритом, борнитом, халькозином, урановые – настураном, реже коффинитом и бран- неритом. В верхних частях рудного тела преобладает гематит, борнит, халькозин, с глу- биной увеличивается количество халькопирита и пирита с комплексом сопутствующих компонентов – U, Au, Ag, TR, Co, Ni.

Возраст присутствующих гранитоидов, определенный по цирконам уран-свин- цовым методом, составляет 1588 ± 4 млн. лет. Образование крупного месторожде- ния комплексных руд связывается с последующей тектоно-магматической активиза- цией.

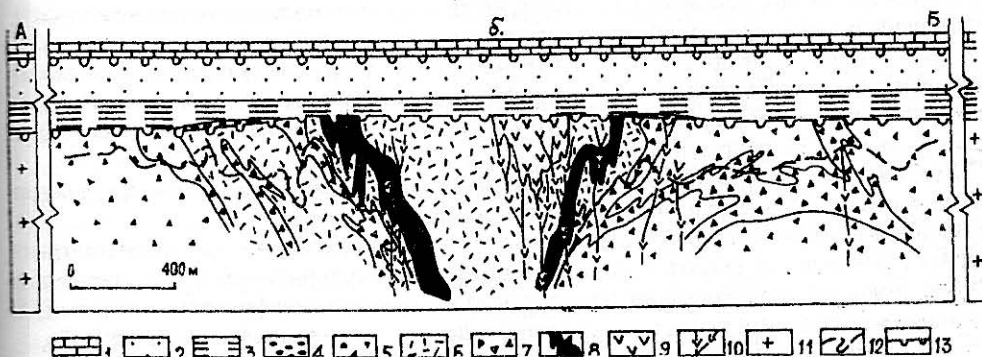
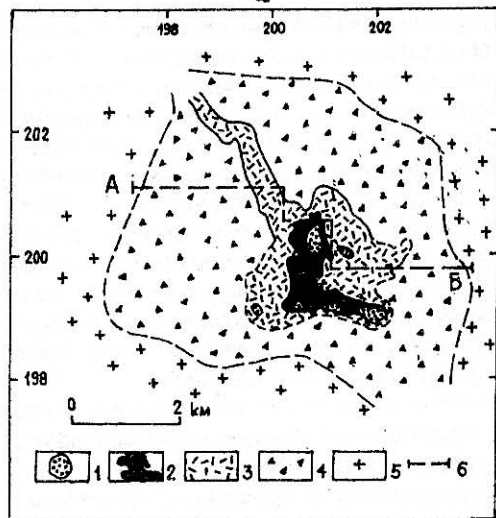


Рис. 4.13. План и разрез месторождения Олимпик Дэм.

а) План месторождения: 1 – вулканокластические породы в трубке взрыва, 2 – Гематит-кварцевая брекчия, 3 – гранит- и гематитсодержащая брекчия, 4 – гранитная брекчия, 5 – граниты, 6 – линия разреза А–Б; б) Геологический разрез по линии А–Б: 1 – известняки G, 2 – аркозовые кварциты PR₃, 3 – сланцы, 4 – конгломераты, 5 – гематитовая брекчия, 6 – гранит- и гематитсодержащая брекчия, 7 – гематитовая брекчия, 8 – гематит-кварцевая брекчия, 9 – вулканиды, 10 – мафические и фельзитовые дайки, 11 – граниты, 12 – борнит-халькопиритовые прожилки, 13 – поверхности несогласия.

По представлениям Ф. Далькампа, образование месторождения связано с формированием брекчиевого комплекса.

Месторождения Онежского района являются уникальными по составу присутствующих в рудах полезных компонентов: ванадий, уран, молибден, медь, висмут, серебро и металлы платиновой группы.

В начале 80-х годов на территории Онежского района Карелии выявлено несколько таких месторождений: Средняя Падма, Верхняя Падма, Космозеро, Царевское и другие. Особенностью геохимической специализации руд является совместное присутствие литофильных элементов корового типа, таких как уран и молибден, и компонентов, типичных для субплатформенного, базальтового магматизма, – V, Ni, Cu, Ti. Формирование таких комплексных руд обусловлено проявлением многостадийного метасоматического процесса.

Онежский район располагается в зоне сочленения Балтийского щита и Русской платформы. В стратиграфическом разрезе пород выделяются два этажа. Нижний этаж сложен глубоко метаморфизованными и сложнодислоцированными гранитоидами архея. Они несогласно перекрываются слабометаморфизованными и слабодислоцированными вулканогенно-осадочными отложениями нижнего протерозоя. Верхний этаж образован горизонтально залегающими осадками фанерозоя (от венда до верхнего девона).

Все месторождения района залегают в породах нижнего структурного этажа. Они приурочены к зонам складчато-разрывных дислокаций, образующих узкие крутые антиклинали, сложенные в центральной части доломитами, а по периферии сланцами, и диабазами. Их возраст датируется в 2450–2100 млн. лет. Рудные тела имеют лентообразную форму: при значительной протяженности (до 1,5 км) характерны весьма ограниченные размеры по ширине и по падению (от 20 до 50 м). В вертикальном сечении их форма приближается к треугольнику, выклинивающемуся с глубиной.

Весьма своеобразным и сложным является активно проявленный метасоматический процесс. Наиболее ранние проявления хлорит-карбонатного метасоматоза охватывают все породы в зонах складчато-разрывных дислокаций мощностью 300–400 м.

Более локально по периферии рудных тел проявлены процессы альбитизации. Она развивается по брекчированным и катаклазированным породам и быстро выклинивается с глубиной.

Следующими по времени метасоматическими процессами были гематитизация и карбонатно-слюдистые изменения. На самом нижнем фронте метасоматической колонны измененных пород под зоной гематитизации развиты карбонатно-слюдистые метасоматиты. Они накладываются и на альбитизированные шунгитовые сланцы, и на карбонат-хлоритовые метасоматиты. Типоморфными минералами являются роскоэлит, хром-фенгит, тайниолит, карбонаты, пирит. Их возраст 1740 ± 30 млн. лет, температура образования 220–230 градусов Цельсия.

Наиболее поздними минеральными образованиями являются гематит-кварцевые, барит-кварцево-адуляровые и гипс-барит-карбонатные прожилки.

Ванадий-урановая минерализация тесно ассоциирует со слюдистыми метасоматитами. Ванадиевой рудой являются роскоэлитовые слюды с содержанием V_2O_5 в среднем 2,5–3,0%. Урановая минерализация представлена настураном, коффинитом, оксидами, силикатами и ванадатами уранила со средним содержанием в рудах урана около 0,1%, достигая на отдельных участках одного или нескольких процентов.

В комплексных рудах месторождений установлены повышенные концентрации Au, Pd, Pt, Rh, Ag и ряда других компонентов. В одной из залежей месторождения Средняя Падма определено среднее содержание золота 0,5 г/т, а в отдельных сечениях до 33–50 г/т на мощность 0,5–0,7 м, палладия – 1,5 г/т (до 150–400 г/т на 0,5–0,7 м), платины – 0,5 г/т (до 25–30 г/т на 0,3–0,5 м), родия – 0,6–1 г/т (на 0,7–1,0 м), серебра – 100–150 г/т (на 0,6 м).

Медно-молибденовые руды локализуются в альбититах по периферии уран-ванадиевых рудных тел и характеризуются средними содержаниями на мощность 10–12 м: меди – 0,9%, молибдена – 0,05%, цинка – 1,6%, свинца – 2%. Иногда они также содержат повышенные концентрации Pd, Pt, Au, Ag.

С последующими стадиями минералообразования, пространственно совмещенными в единых рудных телах, связывают образование более поздних ассоциаций: уран-титановая, титан-ванадиевая, ванадийсодержащая настурановая и коффинитовая, уран-селенидно-сульфидная.

Всего в комплексных рудах Онежского типа зафиксировано свыше 90 рудных минералов разного состава. Разнообразие и разновозрастность минерального состава свидетельствуют о длительности процесса рудообразования. Это подтверждается изотопным датированием настуранов и селенидов, показавших временной интервал их образования от 1770 до 150–100 млн. лет при температурах 400–150 градусов Цельсия.

Месторождения Онежского типа оцениваются в основном как ванадиевые, с прогнозными запасами ванадия в 600 000 т.

В качестве перспективных для образования месторождений «типа несогласий» в последние годы выявлено несколько участков в Пашской впадине Ладожского региона: Салминский (месторождение Карку), Отраденский, Васкеловский, Ириновский.

В формировании крупных полиметалльных месторождений типа Олимпик Дэм, Атабаска (Сигар Лейк) и др. были описаны присущие им специфические особенности. Это позволило с некоторым элементом условности провести сопоставление образования месторождений Онежского района с месторождениями «несогласия». Формирование этих месторождений следует связывать с комплексным воздействием приповерхностных и глубинных процессов, протекавших на протяжении длительного интервала времени, что и привело к формированию комплексных полиметаллических руд. Модель их формирования может быть близкой к предложенной В. Ружечкой (1993) модели месторождения «несогласия» Сигар Лейк в бассейне Атабаска: основным источником полезных компонентов могли быть обогащенные ими вмещающие породы.

4.5. Редкометалльные гранитные пегматиты

Мировая промышленность редких металлов зародилась и развивалась в основном на сырье, получаемом из редкометалльных гранитных пегматитов и россыпей, связанных с ними. В пегматитах впервые были открыты десятки новых минералов и даже новые химические элементы. Пегматиты, благодаря гигантокристаллическому сложению и отчетливой зональной внутренней текстуре, являются своего рода природными лабораториями геологов. Генетические взаимоотношения минералов, последовательность их образования, геохимическое поведение элементов в процессе становления жил, характер изменения содержания редких элементов по мощности, простиранию и падению рудных тел – все эти и многие другие вопросы научного и прикладного направления на примере пегматитов решаются однозначно (Солодов, 1962, 1971, 1985).

Редкометалльные гранитные пегматиты поставляют мировой промышленности основную массу лития, цезия, тантала, а еще совсем недавно и бериллия.

Сотни крупных геологов мира посвятили многие годы своих исследований пегматитам, которые в результате изучены гораздо детальнее любых других редкометалльных формаций (А. Е. Ферсман, К. А. Власов, А. И. Гинзбург, А. А. Беус, А. И. Заварицкий, В. Д. Никитин, Камерон, Шаллер, Хесс, Пейдж, Н. А. Солодов).

Редкометалльные пегматиты генетически связаны с батолитами обычных олигоклаз-микроклиновых гранитов. Рудоносные пегматиты располагаются в экзоконтактах материнских гранитов на расстоянии до нескольких километров от порождающих их магматических очагов, образуя протяженные пегматитовые поля площадью (5–15)х(2–5) км, которые в свою очередь нередко группируются в пегматитовые пояса длиной до 100–150 км и провинции протяженностью до нескольких сотен км.

К настоящему времени на всех континентах в самой разнообразной геологической обстановке изучено и разведано более тысячи месторождений редкометалльных пегматитов, среди которых выделяются пять типов (табл. 4.1), существенно различающихся по форме и размеру тел, их внутреннему строению, минеральному составу, набору промышленно ценных редких металлов, их содержанию и запасам.

С удалением от материнских гранитов наблюдается исключительно закономерная последовательная смена ранних безрудных микроклиновых пегматитов более поздними микроклино-альбитовыми, сподумен-микроклино-альбитовыми, альбитовыми и далее вплоть до самых поздних альбит-сподуменовых (рис. 4.14).

Пегматиты залегают в разнообразных метаморфических и магматических породах. Отмечается избирательная приуроченность крупных и богатых месторождений к породам амфиболового состава.

Основные запасы всех редких элементов приходятся на долю пегматитов, расположенных в пределах древних платформ и докембрийских срединных массивов, хотя по количеству пегматитовых тел и по объему пегматитовой массы фанерозойские геосинклинальные области превалируют над докембрием. Содержание ниобия так же, как и бериллия, в пегматитовых месторождениях на древних платформах и в фанерозойских

Мировые запасы редких элементов в основных типах редкометалльных пегматитов

Типы пегматитов	Запасы, тыс. т.				
	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	BeO	Ta ₂ O ₅
Микроклиновые с бериллом				87	11
Микролин-альбитовые с бериллом и танталит-колумбитом				169	71
Сподумен-микролин-альбитовые с лепидолитом, поллуцитом и танталатами	3520	150	180	224	97
Альбитовые с бериллом и танталит-колумбитом	400			60	24
Альбит-сподуменные	6080			210	57
Всего:	10000	150	180	750	260

геосинклинальных областях практически одинаково, тогда как концентрация тантала и цезия в пегматитах фанерозойских геосинклинальных областей в 5–10 раз ниже, чем в пегматитах на древних платформах.

Пегматиты образовывались во все геологические эпохи – от позднего архея до кайнозоя. На докембрийские месторождения редкометалльных пегматитов приходится основная масса всех пегматитовых запасов тантала и цезия. Показательно полное отсутствие месторождений некоторых типов в ряде эпох. В позднеархейских образованиях известны только сподумен-микролин-альбитовые пегматиты; в средне- и раннепротерозойских не обнаружены микроклиновые и микролин-альбитовые пегматиты, в позднерифейских – альбит-сподуменные, а в альпийских – сподумен-микролин-альбитовые.

Из всех пяти типов пегматитов на сегодня самое важное промышленное значение имеют сподумен-микролин-альбитовые (Ta, Cs, Li, Rb, Nb) и альбит-сподуменные пегматиты (Li, Be, Ta, Nb). Три остальных типа представляют интерес, главным образом, на бериллий.

Из минералов бериллия единственным промышленно-ценным в этих трех типах является берилл. Причем самые бедные из них – микроклиновые и микролин-альбитовые пегматиты с содержанием всего несколько сотых долей процента BeO и запасами до нескольких десятков тонн минерала вначале были главным поставщиком берилла. Благодаря его весьма крупным размерам (до 2 x 0,6 м) и правильной призматической форме кристаллов он легко извлекался ручной выборкой. Этому способствовало также строго закономерное положение кристаллов на границе зоны блокового микролина и кварцевого ядра (или на границе блоков микролина и кварца.). Пегматитовые тела имеют линзо- и жиллообразную форму, длину – 100–150 м, мощность 5–30 м.

В альбитовых пегматитах рудоразборный берилл иногда образует гнезда объемом до 10–20 куб. м. Среднее содержание BeO в этих пегматитах достигает 0,1–0,2%, а запасы до 100–300 т минерала. Форма тел типично жильная.

Минеральный состав всех трех типов пегматитов весьма прост: кварц – около 30%, микролин и альбит – 65–70%. Постоянно присутствуют мусковит, турмалин (только черного цвета), гранат, апатит, в альбитсодержащих типах – танталит-колумбит.

Наиболее важные месторождения рудоразборного берилла находятся в Бразилии, Заире, Зимбабве, на Монгольском Алтае (КНР). Возраст пегматитов рифейский или фанерозойский.

Гораздо более крупные месторождения бериллия представлены литийсодержащими сподумен-микролин-альбитовым и альбит-сподуменным типами пегматитов, содержащими 0,04–0,06% BeO. Правда, в них берилл обычно мелкокристаллический и поэтому извлекается только флотацией.

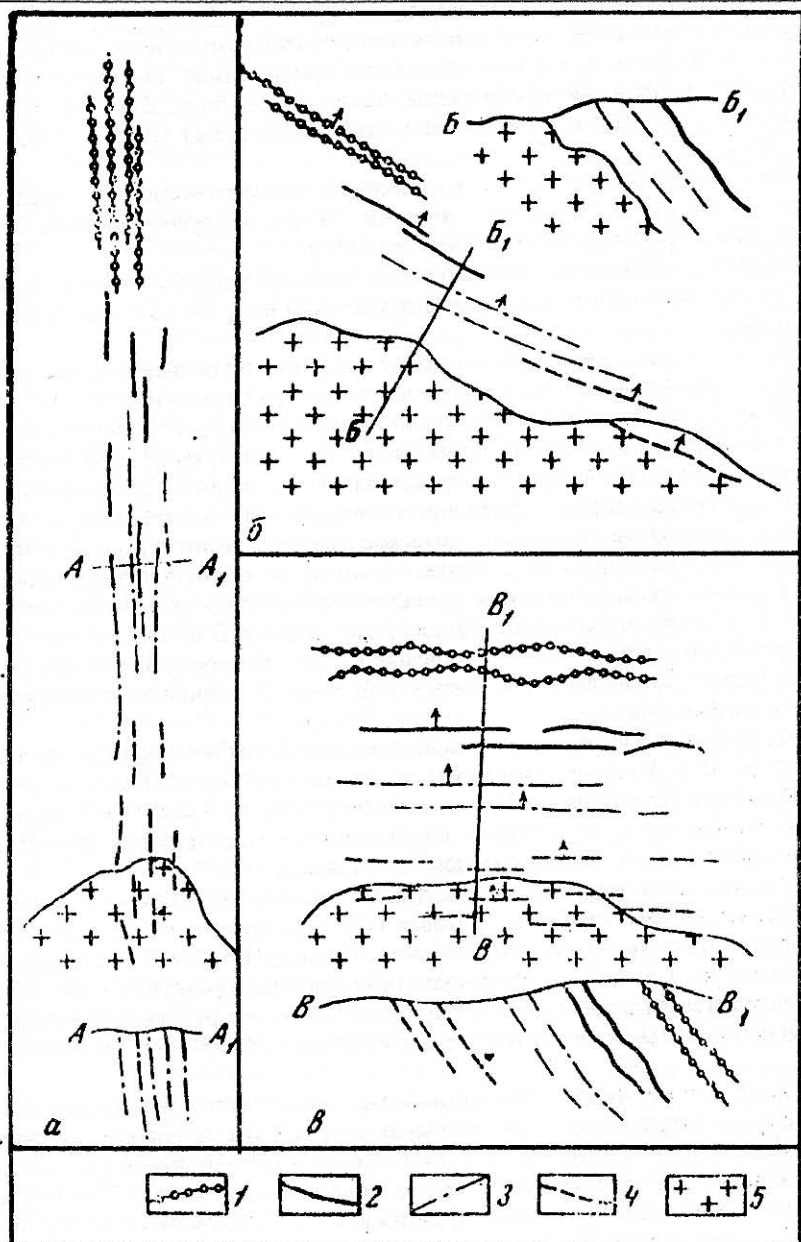


Рис. 4.14. Схема продольной (а), диагональной (б) и поперечной (в) зональности пегматитов.

1-4. Пегматиты: 1 - альбит-сподуменовые, 2 - альбитовые, 3 - микроклин-альбитовые, 4 - микроклиновые; 5 - материнские граниты.

Альбит-сподуменовые пегматиты с колумбитом и бериллом распространены сравнительно незначительно: на земном шаре известно не более полутора десятков крупных месторождений этого типа. Наиболее характерные из них находятся в России, Канаде (штаты Манитоба, Квебек, Онтарио, Северо-Западные территории), Австралии, США (так называемый олово-сподуменовый пояс Северной и Южной Каролины) и Афганистане. Большинство месторождений локализованы в метаморфических породах различных фаций (от амфиболитовой до зеленосланцевой), реже в интрузивных породах. Возраст оруденения варьирует от протерозоя до мезозоя.

Для альбит-сподуменовых пегматитов, в отличие от других типов, характерна группировка жил в пределах одной или нескольких протяженных зон. Пегматитовые тела (плитообразные жилы и дайки) сближены, имеют одинаковые элементы залегания и обычно крутые углы падения. Протяженность пегматитовых тел 500–3000 м, мощность 10–40 м.

Для месторождений данного типа характерно также развитие в их пределах жил только альбит-сподуменовой состава, тогда как пегматиты других типов часто встречаются совместно в пределах одного и того же участка.

Альбит-сподуменовые пегматиты обычно наиболее удалены от материнских гранитов, а в свитах моноклинально падающих жил занимают самое удаленное от гранитов положение.

Главные минералы – кварц, альбит, сподумен. Микроклин имеет сугубо подчиненное развитие (в типичных альбит-сподуменовых пегматитах его количество не превышает 10–15%). Из второстепенных минералов обычны чешуйчатый ярко-зеленый мусковит или жильбертит, сине-черный турмалин, гранат, апатит, касситерит. Редкометалльные минералы, наряду со сподуменом, представлены бериллом, колумбитом, холмквиститом (в экзоконтактах), изредка грифилин-литофилом и монтебразитом. Характерно отсутствие лепидолита (несмотря на высокое содержание лития), а также поллуцита (несмотря на большое количество альбита, с которым он постоянно ассоциирует).

Альбит-сподуменовые пегматиты из всех типов выделяются наименее отчетливой зональностью и самой низкой степенью дифференциации. В их внутреннем строении принимают участие всего три зоны (в последовательности от ранней к поздней): 1) мелкозернистая (или порфировластовая) кварц-альбитовая, 2) кварц-альбит-сподуменная, 3) блокового микроклина II.

Основной объем пегматитовых тел выполняет кварц-альбит-сподуменная зона (60–70%, иногда до 90%). Кварц-альбитовая зона занимает до 30% объема, а на долю микроклиновой приходится не более 10% (часто она отсутствует). В некоторых жилах кварц-альбит-сподуменная зона объединена с зоной микроклина, вследствие чего образуется зона кварц-альбит-микроклин-сподуменовой состава.

У зальбандов крутопадающих пегматитовых тел и возле ксенолитов вмещающих пород всегда располагается кварц-альбитовая зона. При более пологом залегании жил, краевая зона в соответствии с общим правилом (Солодов Н.А., 1962, 1971) развивается лишь у лежачего бока, а со стороны висячего бока сразу же на контакте с вмещающими породами располагается кварц-альбит-сподуменная. Асимметрия пологопадающих альбит-сподуменовых пегматитов выражена поразительно отчетливо и не зависит от их мощности.

С глубиной из трех зон альбит-сподуменовых пегматитов зона блокового микроклина постепенно выклинивается. В отдельных крупных жилах появляется кварц-альбит-петалитовая зона мощностью до 15 м. Зональность альбит-сподуменовых жил иногда не обнаруживает существенных изменений по падению на глубину до 700–800 м.

Альбит-сподуменовые пегматиты представляют собой крупнейшие месторождения лития. Средние содержания Li_2O по разным месторождениям, как правило, варьируют в пределах 1,1–1,5%. Запасы Li_2O исчисляются сотнями тысяч тонн. Из всех литиевых минералов в альбит-сподуменовых пегматитах практическое значение имеет лишь сподумен, образующий призматические кристаллы серо-зеленого цвета длиной от 1 мм до 50 см, редко до 2 метров. Распределение лития по простиранию относительно равномерное, а по падению оно либо постепенно возрастает, либо остается на одном уровне на протяжении многих сотен метров.

Наряду с литием в альбит-сподуменовых пегматитах иногда наблюдается некоторое обогащение оловом (до 0,7%); содержание Nb_2O_5 обычно составляет 0,008–0,012%, Ta_2O_5 – 0,004–0,010%. Рубидий и цезий характеризуются кларковыми для пегматитов содержаниями: менее 0,01% Rb_2O и 0,004–0,008% Cs_2O .

Среднее содержание BeO в альбит-сподуменовых пегматитах составляет 0,025–0,060%. В краевой кварц-альбитовой зоне бериллия больше, чем в центральной кварц-

альбит-сподуменовой. Характер распределения неравномерный. По падению содержание бериллия увеличивается или остается на одном уровне. Основная масса бериллия представлена бериллом, образующим мелкие неправильной формы выделения размером 5–20 мм. В пегматитах, залегающих среди мраморов, появляется значительное количество гельвина. Запасы BeO в месторождениях подобного типа достигают 10–20 тыс. т, олова — до 10 тыс. т, а Ta₂O₅ — несколько тыс. т.

Несмотря на сравнительно низкое содержание берилла, тантала и олова, запасы этих металлов в месторождениях данного типа значительны, а для бериллия и тантала соизмеримы с запасами ряда редкометалльных месторождений новых типов.

Сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты с лепидолитом, петалитом, поллуцитом, танталатами и бериллом являются одним из наиболее важных типов промышленных редкометалльных месторождений. Его представители известны во многих редкометалльных полях мира от раннепротерозойской до герцинской эпох: месторождения Бикита (Зимбабве), Карибид (Намибия), Берник-Лейк (Канада), Блек-Хиллс (США), Варутреск (Швеция), Васин-Мыльк (Россия), Коктогай (КНР) и др.

Сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты обычно залегают в метаморфических породах амфиболитовой фации, реже — в гранитах и ассоциируют с микроклиновыми, микроклин-альбитовыми и альбитовыми пегматитами. При этом сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты более удалены от магматического очага, чем микроклиновые и микроклин-альбитовые, но находятся ближе альбитовых и альбит-сподуменовых. Месторождения представлены, как правило, единичными крупными линзо- и жиллообразными телами. Длина их измеряется многими сотнями метров (в отдельных случаях превышает 1 км), мощность — 5–50 м (на месторождении Коктогай, КНР — до 150 м). Для крупных и богатых месторождений характерны пологие углы падения.

Сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты от всех типов пегматитов отличаются наибольшей сложностью минерального состава. Наряду с главными минералами — альбитом, микроклином и кварцем в жилах постоянно присутствуют мусковит, апатит, гранат, черный, розовый и полихромный турмалин, а из редкометалльных — сподумен, петалит, лепидолит, амблигонит, эвкрипит, разнообразные поздние и вторичные фосфаты лития, поллуцит, берилл, воробьевит, танталит, симпсонит, микролит, стибитанталит, воджинит и др.

Внутреннее строение сподумен-микроклин-альбитовых пегматитов характеризуется самой высокой степенью дифференциации.

Существенно альбитовые и слюдяные зоны обладают таким же закономерным положением, как и существенно микроклиновые. Подобно другим типам пегматитов, в сподумен-микроклин-альбитовых жилах может произойти выпадение отдельных зон, вследствие чего лишь в единичных жилах выделяются 11 зон, в большинстве же пегматитовых тел всего 5–7 зон. Две и даже три смежные зоны часто объединяются.

В сподумен-микроклин-альбитовых пегматитах из редких элементов практическое значение имеют Ta, Li, Cs, Rb, Be, Nb.

Наиболее богатые литием жилы содержат 0,5–0,9% Cs₂O. Запасы Li₂O в отдельных жилах достигают десятков тысяч тонн, а в уникальных месторождениях (Бикита, Мон-тгари) до 300 тыс. т. Сподумен обычно образует крупные белые, иногда розовые пластинчатые кристаллы длиной от 0,2 до 10 м, которые легко извлекаются вручную. Промышленный интерес в отдельных пегматитах, кроме того, имеют лепидолит, иногда также петалит, эвкрипит и амблигонит-монтебразит. Лепидолит в некоторых пегматитах образует зоны длиной 100 м и более при мощности 10 м и глубине распространения до 150 м. благодаря этому лепидолитсодержащие зоны служат объектом добычи литиевого, цезиевого и рубидиевого сырья, в котором содержание Li₂O составляет 3–5%, Cs₂O — 1–3%, Rb₂O — 0,2–0,8%. Запасы лепидолита некоторых месторождений Канады (Монтгари), Родезии (Бикита) и Намибии (Карибид) исчисляются сотнями тысяч и даже миллионами тонн.

Цезий имеет промышленное значение только в этом типе. Его среднее содержание в руде нередко составляет 0,2–0,8%. Запасы цезия в отдельных месторождениях дости-

гают нескольких тысяч тонн. Источником промышленного получения цезия из пегматитов служит не только его собственный минерал — поллуцит, но также и лепидолит. Поллуцит белого цвета встречается в виде выделений неправильной формы размером от 0,5 до 50 см, иногда более. Максимальные концентрации поллуцита характерны для центральных зон мелкопластинчатого альбита и чешуйчатого лепидолита, реже минерал образует самостоятельные зоны протяженностью в десятки метров и мощностью до 7 м. Распределение поллуцита в жилах крайне неравномерное, гнездовое.

Рубидий, подобно цезию, в пегматитах данного типа обладает наибольшей концентрацией. Его среднее содержание в жилах достигает 0,5% (наивысшее из всех природных образований).

Обычно рубидий рассеивается в микроклине и слюдах (1–2% Rb_2O), частично в поллуците (до 1% Rb_2O) и сподумене (до 0,02%), иногда образует рубидиевый мусковит, содержащий до 4% Rb_2O . Наивысшее содержание Rb_2O (до 1% и более) установлено в зоне блокового микроклина и в центральной зоне чешуйчатого лепидолита. Рубидий и цезий извлекают из лепидолита и сподумена попутно при переработке сырья на литий.

Валовое содержание BeO в пегматитовых телах описываемого типа обычно 0,04–0,05%. Запасы в таких жилах исчисляются десятками и сотнями, а в отдельных случаях свыше тысячи тонн BeO .

Среднее содержание тантала (равно как и других редких элементов) на месторождениях одного и того же типа пегматитов очень выдержано. Так, во всех детально разведанных промышленных месторождениях альбит-сподуменовых пегматитов среднее содержание Ta_2O_5 составляет 0,006–0,01%, в сподумен-микроклин-альбитовых — 0,015–0,03%, в альбитовых — 0,015–0,02%.

Редкометалльные гранитные пегматиты с начала развития мировой редкометалльной промышленности и до последнего времени почти целиком обеспечивают ее танталом. При этом основная добыча тантала осуществляется из пегматитовых кор выветривания и связанных с ними переотложенных россыпей или шлаков металлургической переработки касситерита, имеющего тоже в основном пегматитовый генезис. Лишь сравнительно недавно значительные объемы тантала стали получать из коренных руд пегматитовых месторождений Канады, Австралии, Казахстана и некоторых других стран. Но коренные руды могут рентабельно отрабатываться только в пегматитах двух парагенетических типов: альбит-сподуменовом и сподумен-микроклин-альбитовом.

Коры выветривания в промышленном отношении обладают существенными преимуществами. Во-первых, из-за рыхлого состояния руды при ее добыче оказываются ненужными буровзрывные работы, а также доизмельчение при обогащении. Поэтому требование к минимальному среднему содержанию тантала понижается в 1,5–2,5 раза, что позволяет вовлекать в эксплуатацию гораздо большие площади выходящих на поверхность пегматитовых тел. Во-вторых, содержание танталатов (и берилла) в коре выветривания по сравнению с коренными рудами увеличивается на 20–50% из-за выноса более легко разрушаемых минералов (прежде всего альбита и слюды). В-третьих, рентабельность добычи повышается благодаря открытому способу отработки.

Генезис редкометалльных пегматитов являлся предметом полувековой дискуссии между сторонниками значительной или даже полной переработки исходных гранитоподобных даек под воздействием поступающих откуда-то из глубин метасоматизирующих (Шаллер, Гесс и др.) или перекристаллизовывающих (А. И. Заварицкий, В. Д. Никитин и др.) растворов, и последователями А. Е. Ферсмана (К. А. Власов, Н. А. Солодов и др.) об образовании пегматитов из специфического пегматитового расплава-раствора. Сейчас можно считать, что вопрос решен в пользу последних, благодаря подробному изучению внутреннего строения и геохимии пегматитов. Детальная разведка и крупномасштабное картирование внутреннего строения сотен пегматитовых тел совершенно однозначно указывают на закономерную смену зон от зальбандов к центру жил и не менее единообразное изменение содержания редких металлов по мощности и падению тел, равно как и химического состава “сквозных” минералов. Эти закономерности со-

вершенно не объяснимы с позиций метасоматоза и наложенной собирательной перекристаллизации, но вполне понятны, исходя из представлений о последовательной кристаллизации пегматитового расплава-раствора. И главное, эта концепция дает возможность уверенно прогнозировать поведение редкометальной минерализации как в пределах рудного поля, так и в самих пегматитовых телах.

4.6. Редкометалльные граниты щелочного и щелочноземельного состава

Месторождения редкометалльных щелочных гранитов в последние десятилетия выявлены и хорошо изучены в России (Улуг-Танзек, Тува; Катугин, Забайкалье), Саудовской Аравии, Йемене, Нигерии (Плато Джос), Египте, Канаде, на Аляске, Австралии.

По традиции к щелочному граниту относят любую кварц-полевошпатовую породу, содержащую щелочные амфиболы (арфведсонит, рибекит, гастингсит, рихтерит и др.) и пироксены (эгирин, энigmatит).

Учитывая постоянный состав основных породообразующих минералов щелочных гранитов – кварц, микроклин, альбит, их типизация проводится по преобладанию темновесных и редкометалльных минералов. Выделяются биотивные граниты с колумбитом; арфведсонит-рибекитовые с тантал-пирохлором, гагаринитом, циртолитом; биотит-рибекитовые с колумбитом и пирохлором.

Одна из особенностей вещественного состава рудоносных щелочных гранитов – пониженное содержание кальция, а главное – существенно иная минеральная форма его нахождения. Если в обычных гранитах кальций почти целиком входит в состав олигоклаза, то в щелочных гранитах значительная его часть находится в виде карбонатов (кальцит) и фторидов (флюорит, томсенолит).

Наличие кальция в силикатной форме не только в редкометалльных гранитах, но и в других формациях отрицательно сказывается на появлении промышленных концентраций редких металлов.

Следующей хорошо известной особенностью щелочных гранитов является их апаитность, или низкая глиноземистость, поэтому отношение $(Na + K): Al$ в них всегда больше, чем в любых других типах гранитов и обычно составляет 0,9–1 и более.

Все месторождения редких элементов в щелочных гранитах пока выявлены только на древних щитах или в пределах докембрийских срединных массивов. Массивы щелочных гранитов, хотя и специализированные геохимически на редкие металлы, но не представляющие практического интереса, известны в целом ряде других регионов земного шара, включая и фанерозойские складчатые области (Горный Алтай и др.).

Массивы щелочных гранитов иногда образуют протяженные пояса длиной в сотни километров (рис. 4.15). В таких поясах одновременно всегда присутствуют массивы нефелиновых сиенитов того же возраста или несколько более молодые, которые, как мы предполагаем, находятся в парагенетической связи с массивами щелочных гранитов, будучи порождены одними и теми же очагами глубинных подкорковых щелочных магм. Массивы щелочных гранитов и нефелиновых сиенитов в таких поясах могут находиться друг от друга на расстоянии десятков километров, реже эти породы встречаются в пределах одного массива (например, в Гренландии).

Массивы щелочных гранитов часто находятся в непосредственной близости от щелочноземельных гранитов. Однако это объясняется повсеместным распространением последних, а вовсе не их комагматичностью, как раньше считали многие исследователи. Доказательством тому является не только их резкая разновозрастность, но и отсутствие общности геохимической специализации на редкие и другие типоморфные элементы.

Массивы редкометалльных щелочных гранитов образуются в широком возрастном диапазоне – от среднего протерозоя до мезозоя включительно. Строгой зависимости степени оруденения массивов или их минерального состава от возраста не наблюдается.

Щелочные редкометалльные граниты содержат высококомплексные руды редких элементов. В них наряду с танталом и ниобием промышленный интерес представляют цирконий, гафний, иттрий, иттриевые лантаноиды, иногда литий, рубидий, цезий, уран, торий, свинец, криолит. В генетической связи с ними образуются самые крупные и бо-

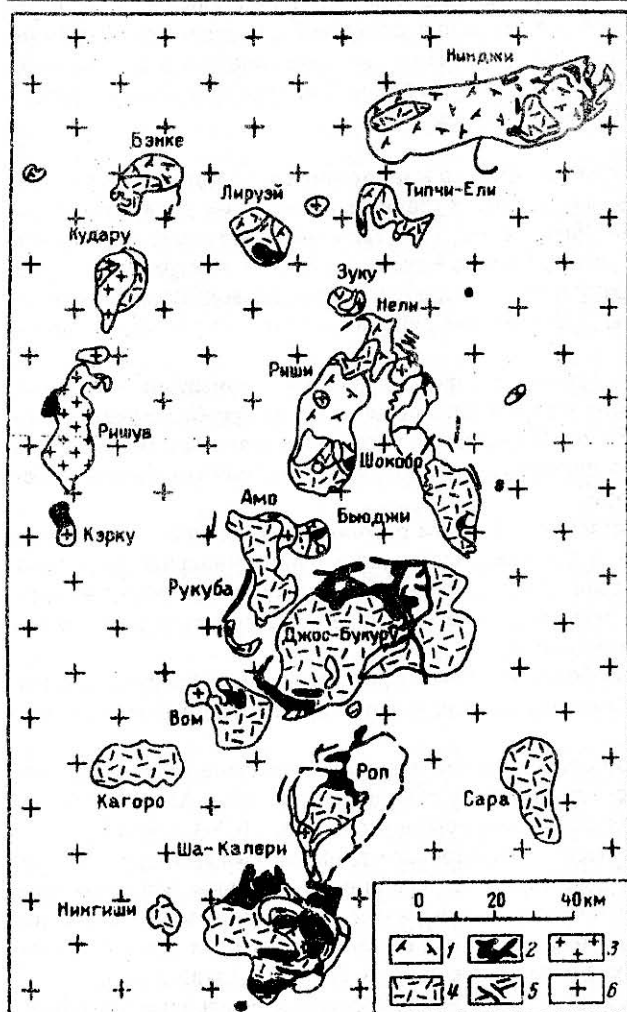


Рис. 4.15. Схема распространения массивов щелочных гранитов на плато Джос, Нигерия. По Р.Е. Джакобсону.

1 — риолиты; 2 — амфибол-пироксен-файяитовые граниты и гранит-порфиры; 3 — граниты нерасчлененные, преимущественно рибекитовые; 4 — граниты нерасчлененные, преимущественно биотитовые; 5 — меланократоновые дайки; 6 — окрестные гнейсы и граниты.

представлены песчано-сланцевыми толщами, метаморфизованными до фации зеленых сланцев.

Граниты лейкократовые мелко-, средне- и неравнозернистой, иногда порфиробластовой структуры ("горошковидный" кварц). Граниты сложены примерно равными количествами кварца, альбита и калишпата. Калишпат только на Этыкинском месторождении представлен одновременно амазонитом и микроклином. Во всех остальных месторождениях присутствует, как правило, лишь микроклин (белого, кремового или розоватого цвета). Из второстепенных минералов отмечаются криофиллит, лепидолит, литийсодержащий мусковит, топаз, флюорит. Встречаются рутил, анатаз, галенит, молибденит, сфалерит, редко циркон, монацит, амблигонит (иногда до 5%).

Редкометалльные граниты образуют средние по масштабу месторождения тантала (микролит, танталит-колумбит, реже ильменорутит-стрюверит) с запасами не более 10—

гатые месторождения бериллия. По запасам редких металлов это очень крупные, а по танталу — уникальные месторождения. На долю щелочных гранитов приходится главная часть мировых эндогенных запасов иттрия и иттриевых лантаноидов, третья часть запасов циркония, четвертая — тантала, существенные ресурсы ниобия, цериевых земель, лития, рубидия и радиоактивных элементов. Есть все основания полагать, что в будущем месторождения этой формации могут составить основу мировой редкометальной базы.

Месторождения редкометальных гранитов щелочноземельного ряда обычно приурочены к пологим эндоконтам гранитных массивов или апикальным частям гранитных апофиз. К ним относятся месторождения Орловское и Этыкинское (Забайкалье), Кёстер (Якутия), Монтебра (Франция) и другие. Площадь месторождений достигает 2 кв. км.

Образование большинства месторождений данной формации относится к киммерийской эпохе, хотя отдельные из них встречаются в герцинской эпохе, а мусковит-топаз-альбитовые граниты известны и каледонского возраста (в Приморье).

Вмещающие породы

представлены песчано-сланцевыми толщами, метаморфизованными до фации зеленых сланцев.

Граниты лейкократовые мелко-, средне- и неравнозернистой, иногда порфиробластовой структуры ("горошковидный" кварц). Граниты сложены примерно равными количествами кварца, альбита и калишпата. Калишпат только на Этыкинском месторождении представлен одновременно амазонитом и микроклином. Во всех остальных месторождениях присутствует, как правило, лишь микроклин (белого, кремового или розоватого цвета). Из второстепенных минералов отмечаются криофиллит, лепидолит, литийсодержащий мусковит, топаз, флюорит. Встречаются рутил, анатаз, галенит, молибденит, сфалерит, редко циркон, монацит, амблигонит (иногда до 5%).

Редкометалльные граниты образуют средние по масштабу месторождения тантала (микролит, танталит-колумбит, реже ильменорутит-стрюверит) с запасами не более 10—

15 тыс. т Ta_2O_5 , из которых попутно могут добываться литий, рубидий (за счет лепидолит-криофиллита) и олово (касситерит). Без одновременной добычи полевого шпата для керамического производства месторождения данной формации не могут быть достаточно рентабельными. Однако в случае истощения пегматитовых месторождений тантала танталоносные граниты могут оказаться единственным источником добычи высокотанталовых концентратов. Содержание скандия в колумбите Орловского месторождения достигает 1%, что повышает стоимость концентрата.

На месторождениях наблюдается весьма контрастная вертикальная зональность: по направлению от апикальной части массивов на глубину лепидолит последовательно сменяется криофиллитом, мусковитом и биотитом, а микролит-танталитом и колумбитом, стрюверит-ильменорутилом. Резко уменьшается содержание Ta_2O_5 : 0,03–0,04% – в прикупольной части; 0,01% – в нескольких десятках метров от зальбанда; 0,00% – на глубине 100–200 м. Одновременно уменьшается величина отношения Ta_2O_5/Nb_2O_5 от 1,5 до 0,2.

Промышленное оруденение прослеживается на глубину десятков метров, редко глубже 150 м.

Месторождения описываемых гранитов располагаются как на древних щитах и докембрийских срединных массивах, так и в фанерозойских геосинклинальных областях. При этом среднее содержание Ta_2O_5 в них понижается от 0,018% в месторождениях, расположенных на древних щитах, до 0,013% в месторождениях на докембрийских срединных массивах и 0,007% в месторождениях геосинклинальных областей. Содержание окиси лития, наоборот, в этом направлении возрастает от 0,0п до 0,1–0,2%.

4.7. Месторождения урановых руд в кварц-калишпатовых породах (аляски-товых гранит-пегматитах)

К представителям этой группы урановых месторождений относятся месторождение Россинг в пределах Южно-Африканской платформы и урансодержащие пегматиты районов Шарлебуа, Банкрофт, Биверлодж на Северо-Американской платформе.

Основным в этой группе является месторождение Россинг, открытое в Намибии в 1973 году. Расположено оно в 64 км от западного побережья Атлантического океана в Намибской пустыне. Запасы руд оцениваются в 270 тыс. т при содержании урана 0,03–0,07%. Сопутствующих компонентов не установлено.

Позднепротерозойская складчатая область древней платформы, в пределах которой расположено месторождение, полностью закончила геосинклинальное развитие и превратилась в платформу в конце протерозоя. Породы, слагающие геосинклинальный прогиб, подвергались интенсивной складчатости и гранитизации в раннем протерозое (2000–1850 млн. лет).

Вмещающие породы представлены мигматизированными гнейсами и мраморами. Они образуют купольную структуру, в центральной части которой на поверхность выходят наиболее древние породы архейского фундамента – гранитогнейсы и граниты.

Толща биотитовых гнейсов и полевошпатовых кварцитов имеет мощность около 1200 м. Породы состоят из кварца (64,4%), микроклинпертита (25,6%), плагиоклаза (2,3%), мусковита (3%), акцессорных рудных минералов – апатита и циркона (5,2%). В мигматизированных участках пород вдоль направления гнейсоватости отмечается обильное внедрение послойных ураносных аляски-тов.

Выше по разрезу залегают пироксен-роговообман-ные и пироксен-гранатовые гнейсы, амфиболиты мощностью до 500 м. В породах четко выражена полосчатость, обусловленная чередованием прослоев темно-зеленого цвета, обогащенных роговой обманкой, и бледно-зеленых с клинопироксеном. Полосчатость подчеркивается расположением линз метаморфизованных гранодиоритов. В нижней пачке тела аляски-тов ориентированы согласно с общей полосчатостью гнейсов или секут ее.

Рудовмещающая формация Россинг объединяет чередующиеся толщи биотит-кордиеритовых гнейсов и мраморов. По литологическому составу выделяются шесть пачек пород. В основании формации отмечается пачка мраморов, переходящих выше по раз-

резу и крупнокристаллические белые и графитсодержащие темные разновидности с прослоями пиритизированных кремнистых сланцев. Мраморы перекрываются интенсивно дислоцированными крупнокристаллическими сланцами и гнейсами, состоящими из кварца (5,6%), плагиоклаза (27%), щелочных полевых шпатов (43%), биотита (14%), кордиерита и силлиманита. Вдоль плоскостей гнейсоватости развиты послойные дайки пегматитов и аляскитов.

Над кордиерит-биотитовыми гнейсами прослеживается маркирующий горизонт конгломератов и пачка верхних мраморов, включающая тонкозернистые пиритсодержащие кремнистые прослои. Самая верхняя пачка пород представлена биотит-кордиеритовыми гнейсами с прослоями галечников и серпентинизированных мраморов.

Выше по разрезу выделяются чередующиеся мраморы и кварц-биотитовые сланцы. Они встречаются только в южной части месторождения.

Породы района претерпели динамический и контактовый метаморфизм. Наличие кордиерита свидетельствует о высоких температурах и сравнительно низких давлениях в момент их формирования. В метаосадочных породах на контакте с аляскитовыми телами проявляется воздействие контактового метаморфизма. Особенно интенсивно процессы приконтактовой перекристаллизации пород развиты в мраморах формации Россинг, где образуются скарновые тела мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров. В их составе преобладают клинопироксен, гранат, скаполит.

Месторождение находится в юго-западном крыле купольной структуры, где породы формации Россинг слагают складки в пределах синклиория, осложненные системой поперечных сбросов с амплитудами смещений до 45 м. Оруденение приурочено к зоне развития магматических пород кварц-калиевошпатового состава, которые выделяются как аляскитовые гранит-пегматиты. Породы состоят из калиевого полевого шпата (60–65%) и кварца (35–40%). В небольших количествах присутствует биотит. В литературе они описаны как “пегматиты”, “калиевые граниты” и “аляскиты”.

Аляскиты представлены как узкими согласными и секущими дайками, так и крупными телами неправильной формы. В пироксен-роговообманковых гнейсах они наблюдаются в виде правильных даек, согласных с региональной слоистостью и метаморфической сланцеватостью метаосадков. Для пироксен-гранатовых гнейсов и амфиболитов с менее отчетливо выраженной полосчатостью характерны более массивные тела аляскитов. Следовательно, их облик и форма во многом определяются текстурой вмещающих пород.

В крупных аляскитовых телах встречаются ксенолиты вмещающих пород размером в несколько десятков метров. Структура аляскитов преимущественно пегматитовая, с отчетливыми графическими срастаниями. Это свидетельствует о близодновременной кристаллизации кварца и полевого шпата из магмы при эвтектическом равновесии. Формирование аляскитов связывается с глубинными ювенильными источниками, а наличие контактового метаморфизма свидетельствует о существенном разрыве во времени между становлением вмещающих пород и аляскитов. Аляскитовые дайки возникли после основного периода складчатости.

Высокие содержания калия в аляскитах, однородность их химического и минерального состава, не зависящая от состава окружающих пород, позволяют предположить возможность их образования за счет анатексиса подстилающих пород.

Рудоносны не все тела аляскитов, а лишь участки, состоящие из кварца, микроклина и микроклин-пертита. В небольших количествах в них присутствуют альбит-олигоклаз и темноцветные минералы. Выделены две зоны рудоносных аляскитов, вытянутые согласно с общим простиранием вмещающих пород. Северная зона залегает в поле развития амфиболитов и пироксен-гранатовых гнейсов, а центральная – в амфиболит-биотитовых сланцах, мраморах и кордиерит-биотитовых гнейсах. Рудоносные зоны (шириной около 1 км) прослежены более чем на 3 км по простираанию. Контуры их нечеткие, распределение урана – неравномерное, содержания его невысокие – в среднем 0,04–0,05%. Урановое оруденение представлено тонкорассеянной вкрапленностью уранинита, бетафита и браннерита. Зерна уранинита размером в среднем от 0,05–0,1 мм, до 0,3

мм образуют включения в кварце, полевом шпате и биотите, развиваются в промежутках между минералами и по трещинкам в них. Уранинит ассоциирует с монацитом и цирконом. Бетафит тоже встречается в виде отдельных мелких выделений темно-коричневого и желтого цвета в кварце и полевом шпате. В них отмечаются повышенные содержания ниобия, титана и урана. С радиоактивными минералами обычно ассоциируют апатит, сфен, флюорит, реже встречаются сульфиды, магнетит, гематит.

Формирование месторождения связывают с анатектической переработкой материнских пород, изначально содержащих повышенные количества урана. Модельный возраст уранинита определен в 510 ± 40 млн. лет.

5. МЕСТОРОЖДЕНИЯ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Как отмечалось выше, все геотектонические элементы складчатых поясов — их срединные массивы, эвгеосинклинальные, миеосинклинальные области и вулканоплутонические пояса в определенных условиях могут быть благоприятны для образования крупных месторождений урана, благородных и редких металлов.

Важные урановые месторождения формируются в срединных массивах, присутствующих в областях проявления каледонского и герцинского циклов геологического развития.

В последние годы получен большой фактический материал, свидетельствующий о своеобразии условий возникновения рудных месторождений в пределах срединных массивов, наличии многих важных особенностей их проявления и возможностях общего подхода к оценке геологических факторов, контролирующих размещение рудных концентраций.

Главная металлогеническая особенность срединных массивов заключается в пространственном совмещении рудных месторождений, характерных как для платформ, так и для геосинклинальных областей. В фундаменте некоторых массивов известны осадочно-метаморфические месторождения железа, марганца, фосфора, метаморфогенные месторождения золота и редкометальные месторождения. Со становлением смежных геосинклинальных прогибов могут быть связаны осадочные месторождения железа и марганца, стратиформные медно-никелевые. В периоды орогенеза и тектоно-магматической активизации образуются многочисленные месторождения вольфрама, олова и молибдена в скарнах и грейзенах, гидротермальные месторождения полиметаллов, урана, золота, серебра, флюорита, барита.

Пространственное размещение рудоносных интрузий, главных рудных полей и эндогенных месторождений контролируется крупными зонами разломов глубинного заложения. Формирование их происходило в приповерхностных условиях, многостадийно, в широком временном диапазоне. Урановое рудообразование проявилось во многих срединных массивах. Однако промышленно важные урановые месторождения возникли лишь в тех, геологическое развитие которых было длительным, приведшим к последовательной концентрации урана из рассеянного состояния в промышленные скопления. Подобную эволюцию претерпели Чешский и Центральный Французский срединные массивы Средиземноморского складчатого пояса и Кокчетавский срединный массив Урало-Монгольского складчатого пояса.

Эти срединные массивы являются наиболее продуктивными прежде всего для формирования крупных урановых месторождений и, в меньшей мере, золоторудных. В пределах Чешского массива урановые месторождения известны в породах всех трех структурных этажей. В породах фундамента (Рожна, Олши, Задний Ходов) урановое орудование приурочено к крупным графитизированным тектоническим зонам. В отложениях геосинклинального структурного этажа широко проявлены месторождения жильного типа (Яхимовское рудное поле, Пршибрам, Горни Славков, Шлема-Альберода, Йоган георгиенштадт и др.)

В породах платформенного чехла выявлены крупные месторождения в песчаниках (Гамр, Кёнигштайн). В северном обрамлении Чешского срединного массива выявлены и успешно эксплуатировались месторождения Роннебургского рудного поля в черных силурийских углеродисто-кремнистых сланцах.

Во Французском срединном массиве урановые месторождения залегают в массивах гранитоидов (Лимузен, Морван, Форез-Мадлен и др.).

В Кокчетавском срединном массиве они приурочены к терригенным отложениям геосинклинального структурного этажа. Это месторождения молибден- и фосфуровой формации: Грачевское, Косачинное, Заозерное, Маньбай, Восток и др.

Важными неотектоническими элементами геосинклинально-складчатых поясов являются эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные зоны, представляющие относительные прогибы и поднятия внутри геосинклинальных систем. По данным В. Е. Хаина, они различаются на вулканические и авулканические структуры. Их современными аналогами являются соответственно вулканические и невулканические дуги, а представителями прогибов – глубоководные желоба, преддуговые и тыльно-дуговые прогибы, периферии островных дуг, прогибы континентального подножья и внешнего шельфа.

Внутренние зоны таких систем выделяются как эвгеосинклинали (“вполне геосинклинали”), а внешние зоны – миогеосинклинали (“не совсем геосинклинали”). Основным отличием миогеосинклиналей от эвгеосинклиналей, кроме пространственного положения на непереработанной континентальной коре, считают амагматичность – отсутствие проявлений начального подводного основного вулканизма и тел основных – ультраосновных пород, т.е. магматизма офиолитового ряда, а также тот факт, что миогеосинклинали позднее чем эвгеосинклинали вовлекаются в складчато-надвиговые движения.

Миогеосинклинальные осадочные формации часто близки к платформенным, отличаясь лишь большей цикличностью, линейной фациальной зональностью и большей степенью катагенетических изменений. Миогеосинклинали формируются на слабо переработанной континентальной коре. Складчато-надвиговые деформации весьма интенсивно проявляются в осадочном покрове, не затрагивая фундамент.

Миогеосинклинали являются областями, благоприятными для формирования преимущественно золоторудных месторождений. В пределах России – это внешнее обрамление Сибирской платформы с месторождениями Олимпиадинское, Советское, Сухой Лог, Наталкинское, Нежданинское, Майское. В миогеосинклиналях залегают также такие крупные месторождения золота, как Мурунтау, Амантай, Зармитан, Кокпатаз в уникальной Кызылкумской рудной провинции, Бендига в Австралии и другие.

Эвгеосинклинали развиваются в основном на океанической коре, их осадочно-вулканогенные формации резко отличаются от миогеосинклинальных и платформенных и часто подвержены значительному региональному метаморфизму. Типичными представителями эвгеосинклиналей являются Восточный склон Урала и Североамериканские Кордильеры. Довольно часто эвгеосинклинальные зоны представлены узкими (несколько километров) офиолитовыми швами с прерывистыми выходами основных вулканитов и других основных и ультраосновных пород. Эти области благоприятны для формирования месторождений золота и платиноидов. Так, в пределах уральской эвгеосинклинали известны и хорошо изучены золоторудные месторождения Березовское, Кочкарское, Светлинское и другие, а также месторождения платиноидов типа Нижнетагильской группы.

Важным геотектоническим элементом, контролирующим пространственное положение многих месторождений особенно – благородных металлов, являются вулканоплутонические пояса (ВПП). В определенных, преимущественно континентальных геотектонических обстановках, вулканогенные и плутоногенные геологические формации образуют устойчивые ассоциации ВПП как специфических геоструктур земной коры, участвуют в строении разновозрастных геосинклинально-складчатых систем, начиная с палеозоя, и обладают собственными металлогеническими характеристиками. В соответствии с представлениями А.И. Кривцова и И.Ф. Мигачева под андезитовыми ВПП понимается область распространения вулканоплутонических ассоциаций андезито-диоритивного профиля преимущественно линейной формы. В ВПП проявляется их собственная металлогеническая специализация. Она определяется широким спектром металлов, включающих железо, медь, свинец, цинк, олово, вольфрам, а также интересующие нас – уран, золото, серебро.

По пространственному положению и составу вмещающих пород выделяются несколько ВПП: Андийский, Мексиканский, Западной окраины США, Юго-Восточной Европы, Охотско-Чукотский, Сихотэ-Алинский и др.

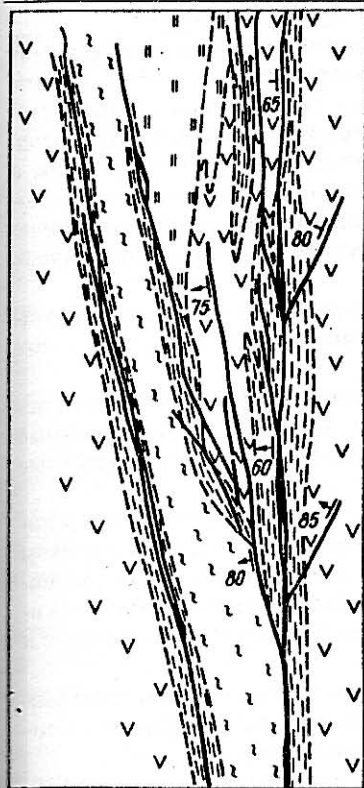


Рис. 5.2. Строение графитизированных рудоносных зон в породах фундамента.

1 — графитизированные зоны с урановым оруднением; 2—3 — гнейсы: 2 — мелкозернистые биотитовые; 3 — биотит-плаггиоклазовые; 4 — мигматиты; 5 — амфиболиты.

На месторождении Рожна урановое оруднение приурочено к графитизированным зонам крупных линейных разломов длительного развития, залегающих в породах фундамента и прослеживающихся по простиранию на десятки километров (рис. 5.2).

Вмещающие породы — биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы с частыми прослоями и линзами орто- и параамфиболитов, кварцитов, часто с графитом — имеют хорошо выраженную линейно-параллельную текстуру, что позволяет сравнительно четко выделять типы складчатых структур и их ориентировку.

Изучение физико-химических и механических свойств вмещающих пород показало, что мелкозернистые биотитовые парагнейсы, в которых обычно залегают рудоносные графитизированные зоны, несколько отличаются от остальных пород изначально повышенным содержанием урана, более низкими средними значениями статистического и динамического модуля упругости. При переходе из мелкозернистых биотитовых парагнейсов в мигматиты, пикритовые порфириты и ортогнейсы графитизированные зоны начинают ветвиться и выклиниваться. Следовательно, пространственное положение рудоносных зон во многом определяется составом пород и их физико-механическими свойствами.

Месторождения приурочены к антиклинальным складкам протяженностью в десятки километров. Ядерная часть антиклинальных структур обычно сложена интенсивно метаморфизованными гнейсами, а крылья — породами амфиболит-гнейсовой монотонной серии. Крылья складчатых сооружений бывают осложнены флексурными изгибами.

Морфологический тип и пространственное положение разрывных нарушений тесно связаны со складчатыми структурами. По отношению к складчатости выделяются две основные системы нарушения: продольная и диагональная.

Характерной особенностью месторождений данного типа является приуроченность основных запасов урановых руд к продольным нарушениям. Они ориентированы преимущественно согласно со слоистостью или пересекают ее под острым углом. Их пространственное положение и элементы залегания зависят от ориентировки крыльев антиклинальных складок. В масштабе месторождения продольные рудоносные зоны подразделяются на структуры I, II и более высоких порядков.

Нарушения первого порядка представлены тектоническими зонами, образующими структурный каркас месторождения. Они прослеживаются по простиранию более чем на 10 км, по падению — свыше 1 км. Для них типична выдержанность элементов залегания. Мощность подобных зон изменяется от первых до десятков метров.

Структуры II, III и более высоких порядков относятся к трещинам оперения, формирование которых связано с подвижками по основным нарушениям. Они отличаются от главных зон меньшими размерами и мощностью, а на отдельных участках являются секущими по отношению к слоистости вмещающих пород; в них уменьшается количество текто-кластического материала и возрастает объем жильного выполнения и тогда они, в отличие от зон, выделяются как жилы.

Рудоносны как главные продольные нарушения первого структурного порядка, так и нарушения более высоких порядков. Рудоносные зоны представляют собой системы сближенных тектонических швов с заключенными между ними блоками в разной степени дробленых, графитизированных, пиритизированных и хлоритизированных пород. Наиболее интенсивно дробление проявлено вдоль отдельных тектонических швов, а между ними породы сохраняют первичную текстуру. Иногда в зонах развиты дайки аплитов и карбонатные жилы различных стадий минерализации. Урановое оруденение пространственно тяготеет к участкам гидротермально измененных хлоритизированных пород.

Между рудоносными зонами и жилами существуют переходные разновидности минерализованных нарушений с различными соотношениями жильных минералов и тектоно-кластического материала.

Минеральный состав руд характеризуется разнообразием разновозрастных минеральных комплексов и текстурных типов. Наблюдаются случаи, когда разновозрастные минеральные ассоциации слагают различные текстурные типы руд, а разновозрастные близки по текстурным особенностям.

Урановое оруденение оказалось "наложенным" на древние зоны с графитом и пиритом, в них не было трещинных полостей, поэтому руды формировались при широком развитии процессов метасоматоза, что выразилось в преобладании рассеянных руд вкрапленного и прожилково-вкрапленного типа. Развитие процессов метасоматоза проявилось в сложности и разнообразии минерального состава руд, который часто зависит и от состава вмещающих пород.

По минеральному составу различаются несколько разновозрастных минеральных комплексов, представляющих метасоматические образования в зонах и вмещающих породах, жилы и прожилки или отдельные оторочки в крустификационных жилах.

От ранних к поздним выделяются следующие минеральные комплексы: графит-пиритовый; кварц-колчеданный; сидерит-анкеритовый; кальцит-хлорит-настурановый; кальцит-пиритовый; кварц-сульфидный (с коффинитом), пирит-цеолитовый.

В зависимости от строения рудовмещающего нарушения урановые минералы слагают руды прожилково-вкрапленного или жильного типа.

В крупных тектонических зонах преобладают прожилково-вкрапленные руды. Они образуют крупные линзовидные тела в самих зонах или небольшие скопления в оперяющих трещинах, ориентированных согласно с простиранием вмещающих пород — по отдельным нарушениям вдоль сланцеватости. Настурановые руды встречаются в виде плотных масс, цементирующих мелкие обломки измененных гнейсов. Сплошные руды часто переходят в тонкопрожилковые, представленные системой тончайших ветвящихся прожилков почти чистого настурана. На отдельных участках среди тонкопрожилковых руд выделяются гнезда почковидного настурана, приуроченные к скаленоздрическому кальциту. Почковидные сферолитовые корки настурана нарастают на обломки измененных гнейсов, кристаллы кальцита, адуляра, кварца и флюорита.

Процесс минералообразования характеризуется сравнительно длительным, многостадийным развитием. Изменения вмещающих пород тоже проявлялись неоднократно. Наиболее ранние изменения, выраженные в графитизации, связаны, по-видимому, с ранним региональным метаморфизмом протерозойских пород складчатого основания. В результате этого процесса в толще гнейсов возникли зоны и пропластки зон, обогащенных графитом и пиритом. Формирование графитовых зон и минералов кварц-колчеданного комплекса относят к доварисскому этапу развития месторождений. Последние изменения вмещающих пород определялись эволюцией режима кислотности — щелочности рудоносных растворов. Вначале на вмещающие породы воздействовали растворы с отчетливо выраженными кислотными свойствами и повышенной химической активностью калия, что проявилось в формировании ореолов осветленных пород (березитов) и минералов серицит-сидерит-анкеритового комплекса.

В процессе дальнейшего развития происходит инверсия химического состава растворов: возрастает их щелочность, повышается химическая активность натрия. В ре-

зультате воздействия этих растворов на вмещающие породы возникают ореолы альбитизированных пород. Возможным источником натрия могли быть березиты. В конце щелочного метасоматического процесса среда гидротермальных растворов меняется на близонейтральную, и отлагаются урановые минералы.

Морфология рудных тел во многом определяется строением рудовмещающих нарушений. Их пространственное положение обусловлено совокупностью благоприятных структурных, литологических, геохимических и других факторов.

Размеры рудных тел изменяются в широком диапазоне — от первых десятков до сотен тысяч квадратных метров. Несмотря на резкое преобладание рудных тел небольших размеров, основные запасы сосредоточены в крупных рудных залежах.

На месторождениях выделяются три типа рудных тел, отличающихся по морфологии, содержанию металла, контрастности руд, форме, размерам и запасам. Это рудные тела в минерализованных зонах, жильного типа и сложной формы в измененных гнейсах.

Рудные тела в минерализованных зонах приурочены к основным тектоническим нарушениям, создающим структурный каркас месторождений. Они имеют большие размеры и кулисообразное строение (рис. 5.3). Оруденение концентрируется в гидротермально измененных породах, местах раздувов зон, ветвления, сопряжения и сближения отдельных жил и прожилков, изгибов зон по простиранию и падению.

В проекции на вертикальную плоскость такие тела формируют крупные рудные столбы, пространственное положение которых определяется благоприятным сочетанием различных геологических факторов, преимущественно структурных. Рудные столбы прослеживаются по падению на глубину более 1000 м.

Контурные рудных тел нечеткие и устанавливаются только по данным опробования. По содержанию руды относятся к классу рядовых и бедных, по радиометрической контрастности — к группе неконтрастных. Они залегают в хлорит-альбитовых метасоматитах и представлены вкрапленными и прожилково-вкрапленными выделениями настурана, коффинита и браннерита. В рудных телах этого типа сконцентрированы основные запасы урана (более 80%).

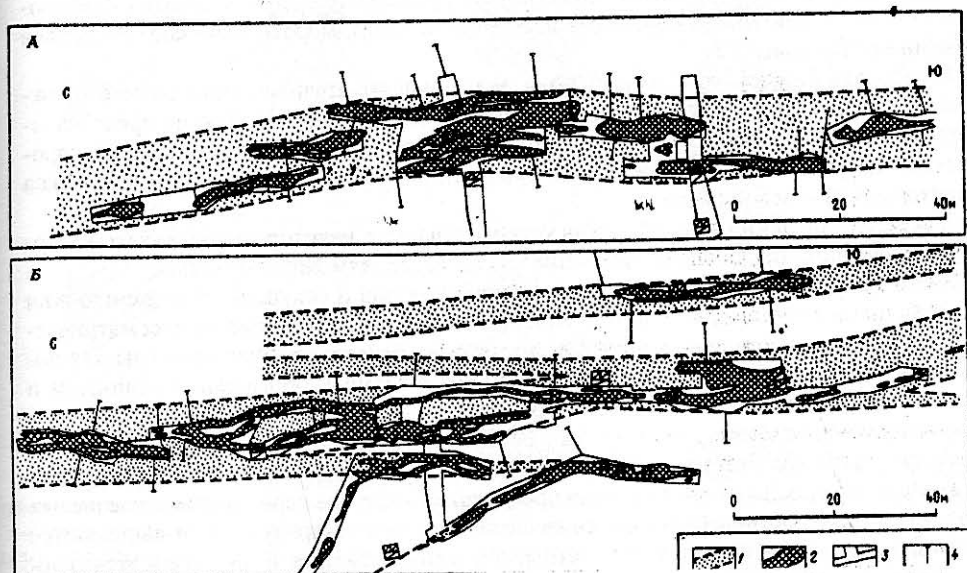


Рис. 5.3. Морфология рудных тел в различных областях (А, Б) рудоносной зоны месторождения Рожна.

1 — тектоническая зона; 2 — рудные тела; 3 — горные выработки; 4 — разведочные скважины.

Рудные тела жильного типа локализуются в трещинах оперения основных тектонических зон. Они отличаются меньшими размерами по простиранию и падению (до сотни метров); мощность их обычно не превышает 2 м. Рудовмещающие нарушения выполнены карбонатными жилами с настураном. Оруденение не выходит за контуры карбонатных жил, рудные тела имеют четкие контакты с вмещающими породами. Руды принадлежат к классу рядовых и богатых, радиометрически контрастны. Распределение рудных скоплений в плоскости жилы неравномерное: участки руд чередуются с бедными, некондиционными и безрудными.

Рудные тела сложной формы развиты на глубоких горизонтах месторождений в виде систем рудных гнезд, линз и мелких прожилков, образующих блоки рудоносных пород на участках сближения субпараллельных тектонических зон. Урановое оруденение представлено тонкорассеянной вкрапленностью коффинита, мелкими кварцевыми прожилками с коффинитом в измененных альбитизированных, окварцованных гнейсах с четко выраженной гематитизацией. Это очень сложные по внутреннему строению рудные тела, не удобные для отработки.

В отложениях геосинклинального структурного этажа срединных массивов и прежде всего – Чешского и Французского присутствуют известные крупные урановые месторождения жильного типа.

Эти месторождения залегают в пиритизированных углеродистых сланцах, алевролитах и песчаниках.

На территории Чехии – это крупные жильные месторождения Пришибрам; в Германии – Шлема Альберода; во Франции – Буа-Нуар и др.

Геологическая схема Рудногогорского района и положение урановых месторождений показаны на рис. 5.4.

Месторождения Пришибрамского рудного поля залегают в верхнепротерозойских аргиллитах, алевролитах, конгломератах и песчаниках, объединенных в единую постспилитовую серию мощностью 1700–200 м. По литологическому составу они сгруппированы в пять толщ (снизу вверх по разрезу): алевролит-аргиллитовую, конгломерат-песчаниковую, алевролит-песчаниковую, аргиллит-алевролитовую и песчаниковую.

Большинство рудных жил (84% общего количества) залегают в конгломерат-песчаниковой и алевролит-песчаниковой толщах, сложенных чередующимися прослоями песчаников и алевролитов. Нарушения, вмещающие рудные жилы, при переходе в гранитоиды или перекрывающие кембрийские песчаники и конгломераты начинают ветвиться и выклиниваться (рис. 5.5).

В пределах Яхимовского рудного поля, включающего крупные жильные месторождения, расположенные на территории Германии, рудовмещающие породы представлены ордовик-кембрийскими сланцами переменного состава: гранат-мусковитовыми с пропластками амфиболитов и скарнов. Все продуктивные породы сланцевого комплекса относятся к Яхимовской свите.

Для месторождений этих регионов устанавливаются некоторые общие закономерности локализации оруденения, присущие месторождениям жильного типа.

Благодаря разнообразию состава вмещающих пород и секущему положению жил по отношению к сланцеватости литологический контроль оруденения на рассматриваемых жильных месторождениях выражен достаточно отчетливо. Благоприятны для локализации уранового оруденения кварц-биотитовые сланцы, обогащенные пиритом и графитом, амфиболиты, дайки лампрофиров, порфириров, гранит-порфириров, скарны и графитизированные сланцы, т.е. породы с повышенным содержанием богатых железом минералов, таких как биотит, амфиболиты, пирит, магнетит. Восстановительные свойства вмещающей среды особенно четко проявляются в случае чередования железистых пород с породами резко отличного химического состава. Наряду с этим выделяются литологические разности, не благоприятные для рудоотложения. К ним относятся кварциты, кварц-мусковитные и кварцитовые сланцы, мигматизированные гнейсы, мигматиты и гранулиты. Эти породы характеризуются преимущественно кварцевым составом и небольшим количеством железосодержащих минералов, в основном гранатов.

Большинство месторождений располагается в зоне контактово-метаморфизованных пород. Песчаники, алевролиты и филлиты в результате контактового метаморфизма были преобразованы в пятнистые и узловатые породы с флогопитом, серицитом, кордиеритом, андалузитом, графитом, альбитом, а в зоне ближайшего экзоконтакта – в биотитовые и андалузитовые роговики. Общая мощность ореола контактового метаморфизма достигает 1000 м.

Положением кровли гранитных массивов под рудовмещающей толщей метаморфических пород ограничиваются перспективы развития уранового оруденения на глубину. В пределах гранитных массивов известны лишь небольшие рудопроявления урана.

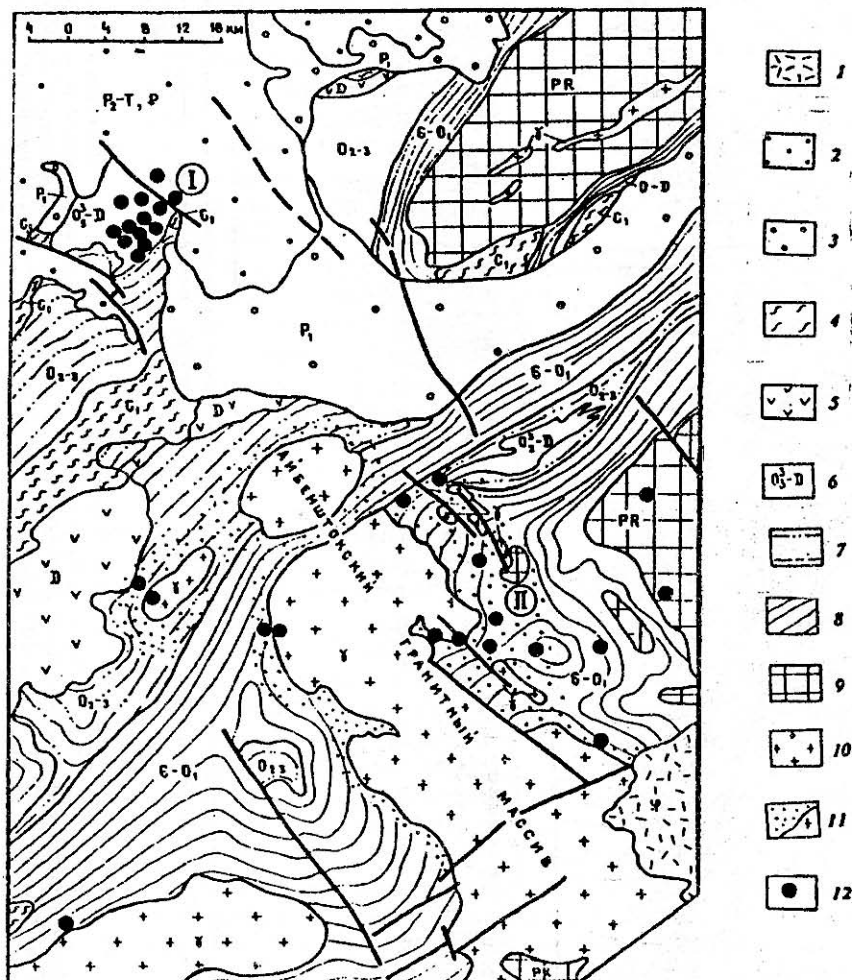


Рис. 5.4. Геологическая схема Рудногорского района. Составлена на основе Обзорной геологической карты Дрезденского, Карл-Маркштадского и Ляйтцигского округов м-ба 1:400 000. (Шмонов Г.А., 1995).

1 – третичные щелочные базальтоиды и их туфы; 2 – платформенные отложения; 3 – красноцветные молассовые отложения с эффузивами различного состава; 4 – песчано-сланцевая толща; 5 – вулканогенно-осадочная толща; 6 – черносланцевая толща; 7 – кварциты, слюдистые и глинистые, нередко углеродосодержащие, сланцы с горизонтами вулканогенных пород; 8 – метаморфизованные филлиты, амфиболиты, кварциты, графитовые сланцы; 9 – гнейсы, в т.ч. графитизированные и пиритизированные, кварциты, мраморизованные известняки, метабазиты; 10 – позднерарисские многофазные граниты; 11 – зона контактового метаморфизма; 12 – урановые месторождения: I – Роннебургское рудное поле, II – Рудногорский рудный район.

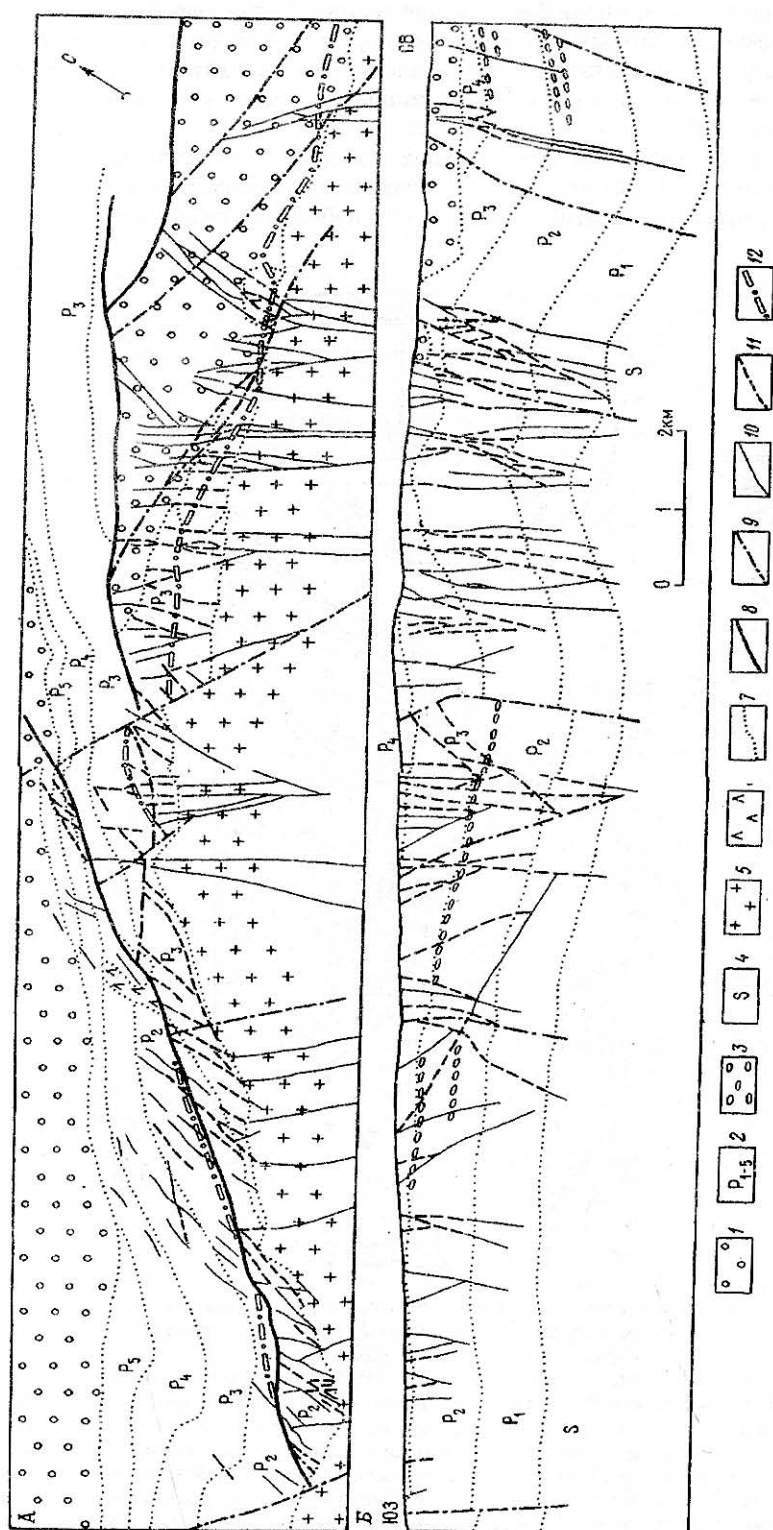


Рис. 5.5. Структурно-геологический план (А) и продольный разрез (Б) месторождения Пришибрам.

1 – Кембрийские отложения; 2 – Толщи верхнего протерозоя: песчаников, аргиллит-алевролитов, алевролит-песчанников, конгломерат-песчаников, алевролит-аргиллитов; 3 – Внутриформационные конгломераты; 4 – Спигитовая серия; 5 – Гранитоиды; 6 – Габброиды; 7 – Контакты пород; 8 – Разломы I порядка; 9 – Неминерализованные нарушения; 10–11 – Жилы; 10 – безрудные, 11 – ураноносные; 12 – Ось антиклинали.

Пликативные структуры в виде крупных антиклинальных складок во многом определяют пространственное положение отдельных месторождений.

Благоприятными для образования трещин отрыва и скола являются замковые части и крылья антиклиналей. В породах замковой части антиклинали развиты поперечные нарушения, которые часто выполнены гидротермальными жилами с урановым оруденением.

Ураноносные трещины образуют сближенные ветвящиеся системы, которые выделяются как жилые узлы месторождения. Наиболее интенсивное ветвление трещин и их наибольшая плотность на единицу площади наблюдаются на участках пересечения замковой части антиклинальных складок.

Размеры рудных жил изменяются в широком диапазоне — от первых десятков метров до 2000 м. Наиболее распространенными являются небольшие жилы размером до 100 м, но основные запасы сконцентрированы в крупных.

Морфология жил определяется морфологией рудовмещающих тектонических нарушений. Контакты их с вмещающими породами четкие, околожилные изменения проявлены слабо, и урановое оруденение не распространяется за контуры жил. Изменение морфологии жил часто обусловлено изменением состава вмещающих пород и зависит от ориентировки жил по отношению к сланцеватости, оси антиклинали и крупным рудоконтролирующим разломам.

Минеральный состав рудных жил характеризуется резким преобладанием карбонатов, формировавшихся многостадийно. Главным промышленным урановым минералом является настуран, известны коффинит, уранинит, ураносодержащий антраксолит, а в зоне окисления — вторичные минералы урана. Для руд типична постоянная ассоциация урановых минералов с карбонатами, что позволяет выделить их как месторождения кварц-карбонат-настурановой формации. Для месторождений Пршибрамского рудного поля выделяются четыре минеральных комплекса, образовавшихся в четыре стадии: сидерит-сульфидную, кальцитовую, кальцит-настурановую, кальцит-сульфидную.

Для рудных жил типичны прожилковые, полосчатые и брекчиевые текстуры, что свидетельствует об их формировании путем выполнения открытых полостей трещин при слабом проявлении процессов внутрижильного метасоматоза. Изменение состава жил карбонатов от сидеритов до кальцитов отражает понижение роли железа и марганца и увеличение роли кальция в процессе минералообразования.

На месторождениях Яхимовского рудного поля отмечается большее разнообразие минерального выполнения жил. Здесь выделяют шесть стадий минерализации: силикатно-оксидную, кварц-сульфидную, кварц-карбонат-настурановую, флюорит-баритовую, арсенидную и кварц-гематит-сульфидную.

Рудные тела на месторождениях описываемого типа состоят из рудных линз и разделяющих их безрудных или слабоминерализованных пород. Контуры их проводятся по внешним границам рудных линз. При этом содержание урана в контуре рудного тела должно удовлетворять требованию минимальной продуктивности, а отдельные рудные линзы должны быть сближены настолько, чтобы они могли служить объектом самостоятельной очистной выемки. Продуктивные участки жил представляют собой сильно уплощенные линзовидные тела. Мощность рудного тела несоизмеримо меньше его длины и ширины, поэтому при характеристике степени вытянутости рудного тела обычно пользуются соотношением двух последних параметров. Эти соотношения изменяются в широких пределах — от 1:1 до 10:1.

Обычно каждая рудная жила месторождения включает одно рудное тело и лишь наиболее крупные, протяженностью в сотни метров состоят из нескольких (обычно двух-трех) рудных тел, разделенных безрудными интервалами. Руды высококонтрастные и хорошо обогащаются при радиометрической сортировке.

Запасы рудных тел и содержание в них урана оцениваются по трем основным показателям: площади, продуктивности и количеству металла. Таким образом, рудные тела характеризуются следующими особенностями строения:

а) четкими контурами по мощности определяемыми геологическими контактами жилы и не выходящими за ее пределы небольшой мощностью, как правило, не превышающей ширину разведочной выработки;

б) сложным внутренним строением, весьма неравномерным распространением урана, наличием многочисленных участков пустых пород и некондиционных руд, низким коэффициентом рудоносности (0,04–0,16);

в) высокой контрастностью руд, хорошо обогащаемых радиометрически.

Структурный фактор является определяющим в пространственном размещении оруденения. Все рудные тела приурочены к трещинам отрыва и скола высших порядков, сопряженным с крупными разломами. Положение рудных тел в жилах обусловлено сочетанием структурно-морфологических факторов. Благоприятными для их локализации считаются следующие участки:

а) изгибов жил по простиранию и падению, испытавшие приоткрывание при поступлении рудоносных растворов;

б) сочленения апофиз с основными жилами или пересечения их с дайками и неминерализованными нарушениями;

в) близ контакта с породами, не благоприятными для развития оруденения (гранитоиды, конгломераты и др.), которые выполняли роль структур, экранировавших оруденение;

г) максимального приоткрывания нарушений в осевых частях антиклинальных складок.

Литологический контроль в распределении урановых руд проявляется наиболее четко там, где в рудовмещающих толщах пород выделяются прослой, обогащенные пиритом и графитом, а также прослой амфиболитов, амфиболитовых сланцев, магнетитовых скарнов.

На месторождениях, где большинство рудных жил залегает в монотонных толщах, литология не влияет на положение рудных тел в жиле. Но литологический контроль четко устанавливается для всего месторождения и выражается в приуроченности рудных жил к конкретным сериям пород (конгломерат-песчаниковой, алевролит-песчаниковой).

Таким образом, для месторождений жильного типа пространственное положение рудных тел определяется благоприятным сочетанием структурных, минералого-геохимических и литологических факторов. Главная роль принадлежит структурным факторам.

Урановые месторождения в углеродисто-кремнистых ("черных") сланцах характеризуются сложной морфологией рудных тел. В углеродисто-кремнистых сланцах сосредоточены огромные запасы урана, но промышленные месторождения собственно урановых руд довольно редки и возникают при благоприятном сочетании стратиграфических, литологических, структурных, магматогенных и гидрогеологических факторов. Наибольший промышленный интерес представляют месторождения Роннебургского рудного поля (Германия), залегающие в геосинклинальных отложениях палеозойской складчатой области в обрамлении Чешского срединного массива (см. рис. 5.1).

В стратиграфическом разрезе рудного района выделяют два структурных этажа: 1) геосинклинальный и орогенный ($0 - P_1$); 2) платформенный ($P_2 - Q$). Порода кристаллического фундамента не вскрыты. Общая мощность отложений геосинклинального структурного этажа составляет около 2000 м, платформенного – около 700 м.

Рудное поле приурочено к области пересечения двух крупных зон глубинных разломов. Это проявилось в интенсивной тектонической проработке вмещающих пород, в образовании сложных складчатых деформаций, развитии надвигов и шарьяжей.

Характерной особенностью стратиграфического разреза является гетерогенность состава вмещающих толщ и наличия горизонта пород углеродистой формации с повышенным содержанием урана – от 25 до 60 г/т.

Среди пород продуктивной толщи, имеющей общую мощность около 450 м, снизу вверх выделяются:

1) известково-алевролитовые пиритизированные сланцы верхнего ордовика, слабо водопроницаемые, контакт с ними представляет собой водоупорную поверхность для растворов вышележащих толщ;

2) углеродисто-кремнистые и углеродисто-глинистые сланцы нижнего силура с прослоями доломитов, хрупкие, водопроницаемые, с повышенной восстановительной емкостью;

3) кремнистые углеродосодержащие сланцы и известняки нижнего и среднего девона со средней водопроницаемостью.

Магматические породы представлены согласными и секущими дайками диабазов и лампрофиров. Они развиты в основном вдоль зон крупных разломов.

Все перечисленные разновидности пород существенно различаются по физико-механическим свойствам, содержанию органического вещества, урана, по восстановительной емкости. Наиболее резко среди всех остальных пород выделяются углеродисто-кремнистые сланцы – не только по повышенному содержанию урана, но и по количеству органического углерода (8%), общей серы (3%), повышенному коэффициенту фильтрации (0,02–7 м/сут). Следствием этого является и их повышенная восстановительная емкость (более 100 мВ на фоне 40–50 мВ для остальных пород).

Все породы рудовмещающей толщи интенсивно деформированы в сложную систему антиклинальных и синклинальных складок, различных по форме, протяженности и степени дислоцированности. Преобладают два типа складок – линейные северо-восточного направления и куполовидные (брахиформные).

Разрывная тектоника проявлена в виде сложной системы нарушений двух основных направлений: крупных разломов северо-восточного простирания, согласных с общим направлением складчатых структур, и северо-западных, являющихся составными элементами крупной зоны глубинного разлома. Близширотные и близмеридиональные нарушения имеют подчиненное значение. Крупные тектонические зоны всех направлений сопровождаются системой мелких трещин, выполненных глиной трения, милонитом со слабожильной минерализацией.

Наиболее интенсивно тектонически проработаны хрупкие углеродисто-кремнистые сланцы силура. В них наблюдаются трещины с жильным выполнением в виде кварца и карбоната. Менее трещиноваты известково-алевролитовые сланцы ордовика, углеродисто-глинистые сланцы и доломиты силура.

Сочетание складчатых и разрывных нарушений определяет сложность тектонического строения площади рудного поля и отражается на особенностях пространственного положения и морфологии рудных тел.

Рудные тела имеют сложную форму и в зависимости от геотектонической позиции блока локализуются во всех выделенных литологических разностях пород: в породах ордовика, углеродисто-кремнистых сланцах силура, диабазах, девонских и силурийских известняках. Рудные тела стратиформного типа группируются в рудоносные зоны, представляющие собой область развития промышленного оруденения в каждой конкретной литологической разновидности вмещающих пород (рис. 5.6). Положение рудоносных зон достаточно строго контролируется благоприятным сочетанием складчатых и разрывных нарушений. Так, рудные тела тяготеют к глубоким синклинальным складкам, осложненным системой разрывных нарушений, и зонам крупных разрывных нарушений. Они располагаются в замковых частях складок и их крыльях (особенно часто в пологих). Благоприятны для локализации оруденения также области пересечения и сопряжения разноориентированных тектонических нарушений, зоны повышенной трещиноватости вдоль надвигов, области чередования пород различного литологического состава, тектонические чешуйчатые пластины пород ордовика, ограниченные зонами надвигов, в углеродисто-кремнистых сланцах силура. По морфологии рудные тела изменяются от пластообразных залежей до жил сложного строения. Разнообразие морфологических разновидностей обусловлено различной степенью влияния складчатых и

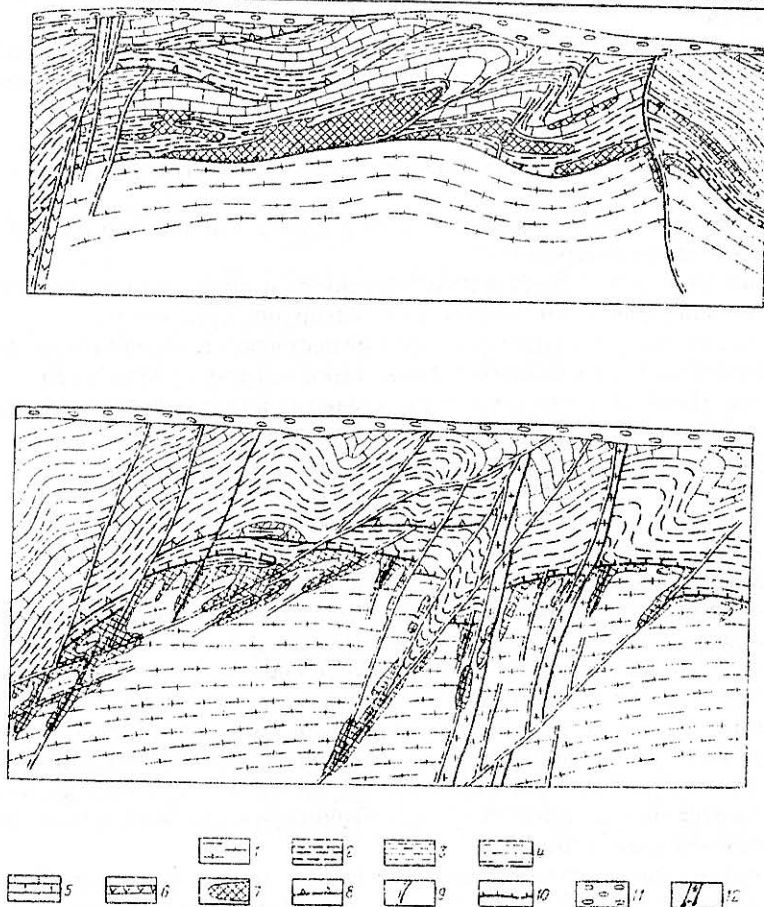


Рис. 5.6. Рудные тела стратиформного типа в углеродисто-кремнистых сланцах силура (а) и линзовидные тела вдоль разломов в известково-алевролитовых сланцах ордовика (б).
1-4 – сланцы: 1 – известково-алевролитовые, 2 – углеродисто-кремниевые, 3 – углеродистоглинистые, 4 – слюдяно-глинистые; 5 – известняки; 6 – диабазы; 7 – рудные тела; 8 – надвиги; 9 – секущие нарушения; 10 – межпластовые срывы; 11 – четвертичные отложения; 12 – дайки лампрофиров.

разрывных нарушений. В целом же рудные тела различной морфологии объединяются в единые стратиформные рудоносные зоны. Размеры рудных тел изменяются в широком диапазоне – от мелких метровых скоплений до залежей длиной в первые сотни метров.

Основные запасы рудных тел сложены дисперсными тонковкрапленными и прожилково-вкрапленными рудами. На отдельных участках вдоль тектонических нарушений встречаются богатые рудные тела жильного типа с прожилковыми и брекчиевыми текстурами.

Формирование промышленных скоплений урановых руд было обусловлено комплексом разновозрастных геологических процессов – от первоначального накопления в углеродисто-кремнистых сланцах нижнего силура до перераспределения в связи с развитием современных гипергенных процессов.

Выделяются два разновозрастных урановорудных комплекса. Наиболее ранний – кальцит-настурановый – сложен настураном, кальцитом (доломитом), гидрослюдами (хлоритом), сопровождается редкими выделениями сульфидов свинца, цинка и меди и образует прожилковые и вкрапленные руды.

Настуран встречается совместно с гидрослюдами и ранними генерациями кальцита.

В состав более позднего комплекса – гидронастуран-пиритового – входят настуран, гидронастуран, коффинит, пирит, марказит, бравонит, халькопирит, арсениды кобальта и никеля, кальцит, доломит, гематит, гетит и гидрогетит.

Гипергенные преобразования пород площадного и линейного типа широко распространены в пределах рудного поля. Вдоль зон крупных разломов они прослеживаются до глубины 600–800 м от поверхности. Макроскопически они сопровождаются покраснением (побурением) и осветлением пород. Покраснение обусловлено широким развитием гидроксидов железа. Интенсивность его зависит от проницаемости пород и их состава, главным образом от содержания пирита и органического вещества.

С глубиной зона окисления сменяется зоной цементации. Она характеризуется восстановительной обстановкой, что проявляется в наличии новообразованных пирита, марказита, халькопирита, урановых минералов. Между зоной окисления и цементации выделяется сложная по строению переходная зона частично осветленных пород с реликтами и новообразованиями пирита и других сульфидов. Здесь же происходит и концентрация урана.

Урановые месторождения в массивах гранитоидов (“эписиенитах”) известны в пределах Центрального Французского и Армориканского срединных массивов Средиземноморского складчатого пояса варисцид на территории Франции. Общие запасы урана этих месторождений оцениваются в 40–50 тыс. т. Большинство из них не велики по запасам, и только для пяти объектов они составляют первые тысячи тонн. Большая часть урановых месторождений сосредоточена в Центральном Французском массиве и приурочена к гранитоидам завершающих стадий развития варисского магматизма.

Существует прямая зависимость между размером рудовмещающих гранитных массивов и запасами месторождений. Наиболее крупные урановорудные районы располагаются в массивах, размеры которых достигают 60–700 км², в небольших массивах – площадью около 50 км² – известны лишь отдельные рудопоявления. В пределах площадей распространения гранитоидов Центрального Французского массива выделено шесть урановорудных районов: Лимузен, Басс-Марш, Морван, Форез-Мадлен, Маржерид, Мильваш, а в пределах Армориканского массива – районы Бретань и Вандея.

По составу рудовмещающие гранитные интрузии представлены обычными биотитовыми гранитами, но особенно тесная пространственная связь урановых месторождений устанавливается с двуслюдяными и мусковитовыми гранитами (лейкогранитами), слагающими как крупные самостоятельные тела, так и небольшие зоны в поясах биотитовых гранитов. Мусковитовые граниты часто прослеживаются вдоль зон крупных разломов и отличаются повышенным содержанием урана, достигающим $20 \times 10^{-4}\%$ при содержании в окружающих породах $(5-7) \times 10^{-4}\%$. При этом более половины урана находится в виде тонкорассеянной вкрапленности уранинита, а в обычных биотитовых гранитах 70% урана входит в состав акцессорных минералов. Массивы поздневарисских гранитов приурочены к области повышенной проницаемости земной коры в обрамлении выходов древних кристаллических пород, испытавших неоднократный метаморфизм. Наиболее древняя эпоха докембрийского метаморфизма, проявившаяся в образовании очковых гнейсов, сменилась каледонским метаморфизмом и, наконец, варисским метаморфизмом и гранитизацией.

Тектоника занимает ведущее место в размещении урановых месторождений в гранитных массивах. Главными рудоконтролирующими структурами служили зоны крупных разломов, разделяющие территорию на отдельные блоки. Наиболее древними считаются региональные широтные и меридиональные разломы: вдоль них внедрялись поздневарисские интрузии, они же являлись областями повышенной проницаемости и контролировали размещение более поздних метасоматических изменений гранитов.

Рудные тела залегают в зонах дробления или сближенных системах трещин вблизи крупных разломов, более молодых по времени заложения. Благоприятными для локализации уранового оруденения были участки осложнения их морфологии – ветвления,

раздувов, изгибов, пересечения с более ранними разломами, а также с дайками лампрофиров.

Очень важная роль в формировании уранового оруденения принадлежит процессам предрудного щелочного метасоматоза. Практически все промышленные скопления урановых руд приурочены к областям распространения так называемых “эписиенитов”, которые представляют собой продукты щелочного метасоматоза и отличаются от окружающих пород красным цветом и повышенной эффективной пористостью.

Рудоносным “эписиенитам” присущи: сильная каверзность (от 12,5 до 33,5%), отложение карбонатов и минералов урана в сопровождении пирита и марказита. В них уменьшается общее количество полевых шпатов, альбит полностью отсутствует, но резко увеличивается хлоритизация пород, вплоть до формирования хлоритовых прожилков и скоплений. Именно к таким участкам пространственно тяготеют урановые руды. Рудные “эписиениты” состоят из калиевого полевого шпата (30–45%), хлорита, биотита, мусковита (18–26%), апатита, вторичного кварца, карбонатов.

По структурно-морфологическим особенностям выделяются два типа рудных тел: линзовидные прожилково-вкрапленные и жильные. В зонах пересечения разломов на участках сближенной системы мелких прожилков возникают штокверкоподобные участки пористых рудных “эписиенитов” с рудными телами трубо- и линзовидной формы, где настуран выполняет сеть прожилков и образует рассеянную вкрапленность. Около разрывных нарушений и зон дробления с рудными телами жильного типа процессы альбитизации практически не проявлены, отмечается лишь окварцевание продуктов дробления и серицитизация полевых шпатов.

К главным урановым минералам вне зоны окисления относятся настуран и урановые черни. Они наблюдаются в виде массивных скоплений, прожилков, вкрапленности. Встречается коффинит, но он сравнительно редок.

Преобладающим жильным минералом, сопровождающим урановое оруденение, является кварц. Отмечается несколько его генераций и разновидностей, но обычно он скрытокристаллический халцедоновидный, часто гематитизированный и пиритизированный. Послерудные генерации представлены крупнокристаллическим дымчатым кварцем и амethystом. На некоторых месторождениях развиты темно-фиолетовый и черный флюорит; карбонаты и барит пользуются незначительным распространением. Сульфиды – галенит, сфалерит, халькопирит и другие – тоже имеют резко подчиненное значение в составе урановых руд.

В жилах и прожилках устанавливается определенная последовательность отложения жильных и рудных минералов (от стенок к центральной части жил): оторочка гребенчатого кварца – настуран – халцедоновидный кварц – крупные зональные кристаллы кварца, иногда с сульфидными свинца, цинка, меди – карбонаты, опал, барит, глинистые минералы. По соотношению основных урановых и сопутствующих минералов выделяют три основных типа урановых руд:

- 1) прожилково-вкрапленные настурановые с коффинитом в “эписиенитах”; жильный кварц развит мало, наблюдается тонкорассеянная вкрапленность сульфидов (район Лимузен, Маржерид и др.);
- 2) кварцевые жильного типа с настураном, сульфидными железами, свинца, меди и пластинчатым гематитом (район Форез-Мадлен, жила Буа-Нуар);
- 3) кварц-настуран-флюоритовые жильного типа с отчетливой гематитизацией;

Большинство месторождений в гранитах имеют возраст 250–260 млн. лет. Их формирование связано с эпохой завершения варисской складчатости. На многих месторождениях выявлено отчетливое переотложение руд на рубеже 25–20 млн. лет. Максимальная интенсивность процессов изменения приходится на эоценовую фазу альпийского орогенеза, но выщелачивание и переотложение руд продолжается непрерывно вплоть до настоящего времени.

Наиболее вероятным источником урана могли быть вмещающие оруденение катаклазированные высокорadioактивные измененные граниты. Это подтверждается широким развитием процессов изменения пород вдоль рудоносных тектонических зон, не-

равномерностью распределения урана в этих зонах. На многих месторождениях рудные залежи окружены ореолами пород с пониженной радиоактивностью. Состав газовых включений в кварце жильных месторождений и в рудных "эписиенитах", а также температура их формирования (от 350 до 100 градусов Цельсия) позволяет считать, что уран мог переноситься в виде уранил-карбонатных комплексов.

Однако при анализе факторов, способствовавших возникновению урановых месторождений, нельзя не учитывать влияния пенеппенизации и интенсивного химического разложения гранитоидов в связи с развитием площадных и линейных кор выветривания. Гипергенные растворы так же, как и глубинные, могли выщелачивать уран из обогащенных уранинитом гранитоидов и переотлагать его на благоприятных участках. Это проявляется в приуроченности оруденения к гранитоидам, изначально обогащенным уранинитом, в обилии близповерхностных рудопроявлений, небольшой глубине распространения оруденения на многих месторождениях (до 100–200 м), сравнительно простом составе урановых руд, ограниченном количестве жильных минералов и отсутствии сопутствующих компонентов.

Приведенные факторы позволяют отнести урановые месторождения в гранитоидах к полигенным, а по времени становления – к полихронным.

Анализ геологического строения трех выделенных типов месторождений срединных массивов Средиземноморского пояса позволяет наметить некоторые общие закономерности их образования.

Большинство урановых месторождений залегает в древних метаморфических толщах протерозоя, нижнего палеозоя и массивах варисских гранитоидов. На отдельных месторождениях на основании изучения взаимоотношений пород, вмещающих ураноносные жилы, и перекрывающих их геологических толщ установлено время формирования урановых руд – конец карбона – начало перми. Для всех остальных месторождений данные о времени формирования минеральных комплексов получены по результатам определения модельного возраста урановых минералов и галенита.

Анализ результатов определения абсолютного возраста урановых минералов различных месторождений позволяет сделать следующие выводы:

1. Основная масса урановых руд сформировалась в поздневарисский этап минерализации (280–260 млн. лет). Это подтверждается значениями возраста урановых руд и геологическими наблюдениями.

2. Урановые руды поздневарисского этапа минерагенеза подвергались наложенным процессам изменения, сопровождавшимся выносом промежуточных продуктов распада урана. В связи с этим модельный возраст, рассчитанный по отношению изотопов свинца и урана, характеризуется дискордантными значениями. По расчетным данным, максимальная интенсивность процессов переотложения связана с альпийской тектономагматической активизацией. К этапу активизации относится накопление диарсенидов никеля – кобальта, селенидов, поздних сульфидных ассоциаций, кварц-гематитового и пирит-цеолитового ураноносных комплексов.

По температуре формирования урановые месторождения срединных массивов принадлежат к низко- и среднетемпературным. Это подтверждается результатами определения температуры образования минералов методом декрипитации и гомогенизации. Для большинства жильных карбонатов из карбонат-настурановых жил она изменяется от 80 до 250 градусов Цельсия и снижается от ранних к поздним генерациям: для анкерита 320–340 градусов Цельсия, а для карбоната второй-пятой генераций (K2, K3, K4, K5) соответственно 250–290, 200–230, 190–210, 170–210 и 80–100 градусов Цельсия. Появление отдельных минералов – индикаторов температуры – соответствует установленному диапазону (гематит-гётит – 110–165 градусов Цельсия, висмут самородный – до 270 градусов Цельсия).

Глубина формирования месторождений определяется лишь по совокупности косвенных наблюдений. Считают, что их становление происходило на сравнительно небольших глубинах – около 2–3 км, а вертикальный размах оруденения при благоприятных условиях мог достигать 1800–2000 м.

Урановые месторождения занимают различное положение по отношению к массивам варисских гранитоидов. Одни приурочены к зонам экзоконтактов гранитных массивов (жилы в сланцах, алевролитах, песчаниках), другие залегают в самих гранитоидах (зоны и жилы в гранитах), третьи удалены от крупных гранитных массивов (графитизированные зоны в гнейсах фундамента).

Данные определения абсолютного возраста гранитоидов и урановых руд показывают, что разница во времени их образования составляет 60–80 млн. лет. Это исключает возможность существования прямой генетической связи между ними.

Изучение поведения урана в процессе метасоматических изменений горных пород позволяет предположить двойственный характер источника урана. С одной стороны, это исходно богатые ураном вулканогенно-осадочные породы, а с другой – гранитизирующие трансмагматические растворы, привносящие уран, торий и калий. Эволюция этих растворов на фоне понижения температуры приводила к дифференциации урана в продуктах метасоматоза, разобщению урана и тория при переходе в низкотемпературную область и, наконец, концентрации урана в виде рудных скоплений в конце гидротермального процесса. Вполне возможно, что часть урана трансмагматические растворы могли заимствовать из обогащенных им метаморфических пород при их гранитизации. Декарбонизация метаморфических пород, сопровождающая гранитизацию, могла явиться причиной массивного вовлечения CO_2 в гидротермальный процесс.

При формировании минеральных комплексов, происходившем при активном развитии процессов метасоматоза, минеральный состав во многом определялся составом рудовмещающих толщ, из которых заимствовалась часть элементов. Изотопный состав серы в сульфидах кварц-колчеданного комплекса близок к составу серы из вмещающих пород. Из зоны осветленных серицитизированных пород около карбонат-сульфидных жил выносилось железо, магний и сера.

В пределах Кокчетавского срединного массива на территории Северного Казахстана широко проявлены месторождения фосфор-урановой формации в эйситах и молибден-урановой в березитах.

К ним относятся Грачевское, Косачинское, Заозерное, Моныбай, Восток, Звездное, Ишимское и др. (рис. 5.7).

Месторождения фосфор-урановой формации (апатит-урановые) – Грачевское, Заозерное и др. – залегают в различных по возрасту и составу породах: терригенных обра-

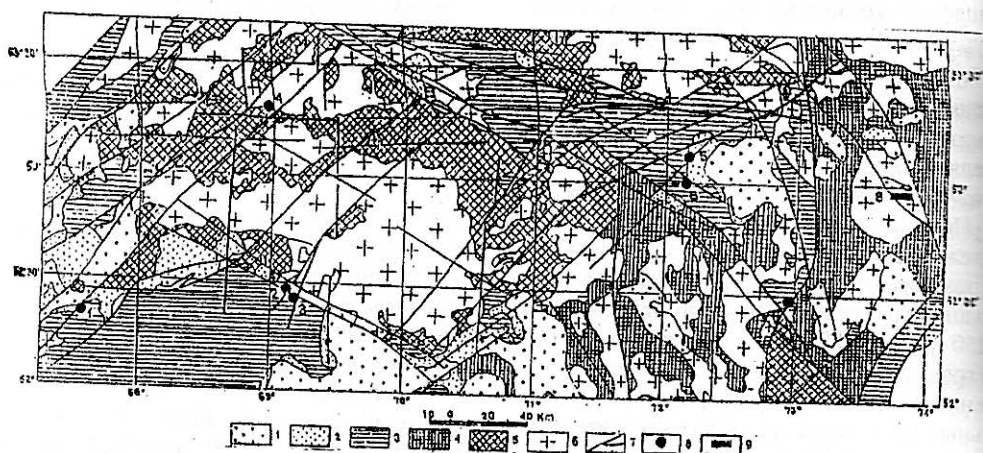


Рис. 5.7. Геологическая карта Кокчетавского урановорудного района. По Н.П. Лаврову и др.
1 – платформенный комплекс D_3 -Kz; 2 – орогенный комплекс (S- D_2); 3 – доорогенный комплекс (E-O); 5 – комплекс метаморфического основания (PR); 6 – гранитоиды доорогенного комплекса; 7 – разломы; 8 – урановые месторождения эндогенной серии: (1 – Ишимское, 2 – Восток, 3 – Балхашинское, 4 – Грачевское, Заозерное, 6 – Тастыкольское, 7 – Маныбай); 9 – урановое месторождение экзогенной серии (8 – Семисбай).

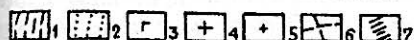
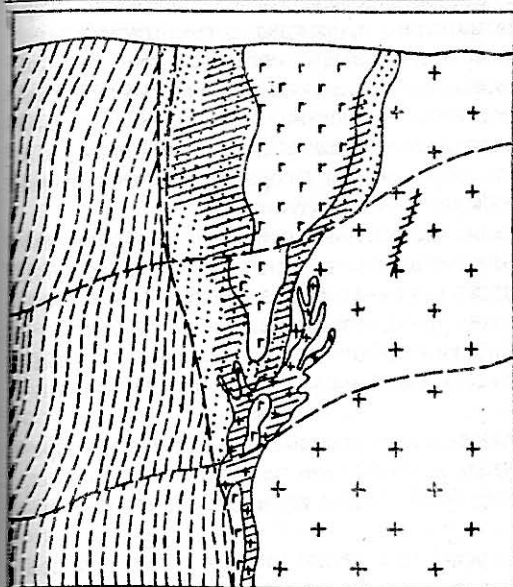


Рис. 5.8. Схематический геологический разрез месторождения Грачевское.

1 — углеродисто-кремниевые сланцы; 2 — алевролиты; 3 — габбродиориты; 4 — аляскитовые граниты; 5 — гранодиориты; 6 — разрывные нарушения; 7 — рудные тела.

Грачевское месторождение локализуется в осадочных образованиях венда. Нижняя свита венда составляет юго-западную часть месторождения. Разрез начинается с углеродисто-кремнистых, углеродисто-глинистых и глинистых сланцев с редкими прослоями доломитов. Выше залегают доломиты, переслаивающиеся с алевролитами и углеродисто-глинистыми сланцами. Завершается разрез кварцитами и песчаниками. Мощность свиты около 1000 м.

Отложения верхней свиты венда распространены в центральной части месторождения. Они согласно перекрывают породы нижней свиты. В основании разреза отмечается пачка средне-крупнозернистых кварцевых песчаников, которые выше сменяются кварцитовидными с прослоями кварц-серцевитовых сланцев. Верхняя часть свиты представлена алевролитами, аргиллитами, кварцевыми песчаниками с прослоями известняков; мощность свиты 450–600 м.

Отложения кембрия резко несогласно залегают на вендских породах в северо-западной части месторождения. Это кварцевые песчаники, переслаивающиеся с аргиллитами, алевролитами, конгломератами, гравелитами и углеродисто-кремнистыми сланцами. Их мощность — первые сотни метров.

По всем перечисленным породам развиты площадные и линейные коры выветривания предположительно триас-юрского возраста. Все они перекрыты чехлом четвертичных отложений.

Важную роль в геологическом строении месторождения играют магматические образования: габбро и габбродиориты раннего силура, лейкократовые аляскитовые граниты, гранит-порфиры и аплиты девона. Габбро и габбродиориты занимают центральную часть месторождения, слагая расширяющийся кверху шток. Граниты, широко распространенные на северо-востоке участка, являются частью крупного батолита; гранит-порфиры и аплиты создают густую сеть дайкообразных тел и даек.

Среди разрывных нарушений выделяются северо-восточные, северо-западные, широтные, меридиональные, а также группа пологих разрывов. Месторождение приурочено к узлу пересечения разломов различных направлений.

зованиях венда, осадочно-вулканогенных и карбонатных породах ордовика, гранитоидах девона и др. (рис. 5.8).

Геохимическая специализация руд обусловлена ассоциацией урана с цирконием, торием, фосфором, фтором. Минеральный состав метасоматических новообразований во многом зависит от состава вмещающих пород. Как правило, в них развита вкрапленность мелкозернистых и дисперсных минералов: фторапатита, коффинита и оксидов урана с карбонатами, хлоритами, гидрослюдами, альбитом, цирконом, торитом. Очень редко встречается браннерит.

Главным фактором, контролирующим размещение рудных тел на месторождениях, является структурный. Вместе с тем, интенсивность оруденения на месторождениях этой формации неодинаковы в различных по составу породах. Так, наиболее богатые ураном руды установлены в алюмосиликатных породах, причем апатит в них не образует значительных концентраций, но является типичным минералом. Руды же, обогащенные апатитом, как правило, тяготеют к карбонатным породам: известнякам, мраморам.

Со становлением силурийских магматических пород связано появление роговиков, скарнов и пропилитов; формирование девонских магматитов сопровождалось развитием кремнещелочных метасоматитов, грейзенизированных пород, натриевых метасоматитов – эйситов, апатитовых скоплений, урановой минерализации и, наконец, хлорит-карбонатных образований с сульфидами. Наиболее поздними по времени возникновения были гидрослюдиты и кварц-кальцитовые прожилки. Процесс натриевого метасоматоза (эйситизации) в осадочных породах выразился в интенсивной альбитизации, сопровождаемой образованием хлорит-альбитовых, гидробиотит-альбитовых и амфибол-хлоритовых метасоматитов.

Руды месторождения располагаются преимущественно в осадочных породах венда, а также в гранитах ранне-среднедевонского возраста, залегаая в непосредственной близости от толщи углеродистых сланцев венда и массива габбродиоритов, способствовавших созданию благоприятной для выделения урана геохимической обстановки.

Пространственное положение и особенности морфологии рудных тел обусловлены приуроченностью центральной части месторождения к узлу сочленения упомянутых структур: складчатой и дизъюнктивной.

В плане главное рудное тело месторождения имеет линзовидную форму, а в разрезе по форме напоминает факел: оно сравнительно компактно на нижних горизонтах, постепенно расширяется на средних и занимает наибольшую площадь (облекая массив габбро-диоритов) на верхних.

Собственно урановая минерализация – преимущественно коффинит и в меньшей степени настуран – накладывается на альбитизированные и апатитизированные породы. Коффинит в рудах практически полностью разложен. В псевдоморфозах распада устанавливается тонкодисперсная смесь коффинита, оксидов урана и аморфного кремнезема. В продуктах распада отмечены небольшие содержания циркония, титана, молибдена и редкоземельных элементов. Коффинит, как правило, образует тонкую вкрапленность или микропрожилки, окруженные каймой хлорита. Совместное нахождение хлорита и коффинита особенно характерно для рудных тел, залегающих среди осадочных пород венда, отличающихся повышенным содержанием магния и железа.

По минеральному составу руды в осадочных породах, гранитах и габбродиоритах качественно близки. На месторождении выделено три минералогических типа руд: апатит-коффинитовый, гидрослюдисто-настурановый и окисленный. Апатит-коффинитовые руды получили наибольшее распространение.

Молибден-урановая формация объединяет большое количество мелких и средних месторождений по ряду устойчивых геологических особенностей:

1) пространственная и парагенетическая связь с комплексами пород андезит-диоритовой и гранит-липаритовой магматических формаций континентального позднеорогенного вулканизма в пределах геосинклинально-складчатых областей;

2) штокверковое внутреннее строение рудных тел различной морфологии с прерывистым и весьма прерывистым распределением рудных компонентов;

3) устойчивая пространственная и генетическая связь уранового оруденения с различными фациями метасоматической формации березитов;

4) оксидно-силикатный состав урановых минералов (коффинит, настуран, уранинит) в ассоциации с сульфидами молибдена, железа, свинца, меди, мышьяка и других тяжелых металлов.

Среди минералов молибдена развиты молибденит и иордизит, имеющие на многих месторождениях промышленное значение. Установлена вертикальная минеральная зональность, в которой на верхних горизонтах месторождений проявились пирит-настурановые и галенит-настурановые минеральные типы руд, а на нижних – молибденит-настурановые с коффинитом.

Время образования наиболее крупных среди рассматриваемых месторождений в истории формирования фанерозойских складчатых областей относится к заключительным стадиям орогенного этапа эволюции. Андезит-диоритовый и гранит-липаритовый магматические комплексы поздних стадий орогенеза наиболее близки по возрасту к месторождениям молибден-урановой формации.

Урановые месторождения находятся в пределах крупных геоантиклинальных блоков и залегают в породах как нижнего структурного этажа фанерозойских складчатых областей, так и орогенного. Рудовмещающими породами нижнего структурного этажа являются кремнистые, глинисто-кремнистые сланцы и песчаники флишеидной терригенно-осадочной формации. В пределах орогенного структурного этажа месторождения локализируются в слоистых толщах тектоно-вулканических депрессий и в субвулканических интрузиях.

Формирование урановорудных полей и месторождений во многом определяется магматической деятельностью. Обычно она проявляется многофазно, продуцируя структурно-сопряженные тела различных фаций. Магматические фации объединяют породы, образовавшиеся в определенной геологической обстановке. Выделяются эффузивная, жерловая, субвулканическая, интрузивная и дайковая фации. В эффузивной фации различают покровную и экструзивную субфации.

Устанавливается пространственная и парагенетическая связь молибден-урановых месторождений с полифазными многофазными гипабиссальными магматическими комплексами, завершающими магматизм гранит-липаритовой формации.

По условиям локализации оруденения различают три группы урановых месторождений: в зонах влияния крупных разломов; в субвулканических интрузивах; в сложных слоистых покровах вулканических депрессий.

Месторождения (Восток, Звездное, Ишимское) залегают в осадочных породах складчатых геосинклинальных комплексов. Их пространственное положение контролируется разломами, по которым сочленяются блоки с различной историей геологического развития.

Зона влияния разломов обычно составляет сотни метров, иногда первые километры. Они характеризуются серией близпараллельных разрывов с амплитудами вертикальных перемещений до первых километров. Рудоконтролирующие разломы ограничивают геоантиклинальные блоки или пересекают их.

Магматические породы представлены корнями субвулканических интрузий, комплексами жерловой фации и дайками. В отдельных районах эффузивные фации выполняют депрессии внутри геоантиклинального блока.

На месторождении Восток зона разлома разделяет блоки различных геотектонических режимов развития. Породы геосинклинального комплекса перекрыты чехлом осадочных пород платформенного этажа. Зона разлома под чехлом осадочных отложений представлена крутопадающими швами милонитизированных пород, формирование которых сопровождалось интенсивным дроблением песчано-сланцевой толщи.

Рудоносные залежи приурочены к породам всячего бока над швом разлома. Они образуют крутопадающие линзовидные тела с неравномерным распределением рудных компонентов. Наиболее богатые участки рудоносных залежей — рудные столбы — локализованы в местах изменения углов падения основного шва разлома от 60 градусов до более крутых, где трещиноватость совпадает со слоистостью песчаников, алевролитов и аргиллитов. На этих участках возникли зонки брекчирования с рудным цементом.

Урановорудный гидротермальный процесс начинается с дорудной березитизации вмещающих пород, которая приводит к повышению эффективной пористости и способствует созданию благоприятной рудолокализирующей среды.

В рудах выделяется характерная молибденит (иордизит)-настурановая минеральная ассоциация с сульфидами свинца, железа, мышьяка, меди и цинка, а на отдельных месторождениях — с водород-углеродными соединениями типа антраксолитов. Текстуры руд вкрапленные, прожилково-вкрапленные и брекчиевидные. Установлено пять стадий минералообразования: березитовая, пиритовая, молибденит-настурановая, анкеритовая, кварц-карбонатная.

В молибденит-настурановую стадию сформировались промышленные руды. Настуран представлен мелкими выделениями отдельных сферолитов или их агрегатов, часто слагает прожилки или агрегаты в цементе брекчиевидных руд. Молибденит присутствует в виде мельчайших лейст, радиально-лучистых агрегатов, а также в совместном сра-

станции с настураном, что говорит об одновременности их выделения. Отношение урана к молибдену на многих месторождениях изменяется с глубиной: на верхних горизонтах оно больше, чем на нижних, что является характерной особенностью многих уран-молибденитовых месторождений.

5.2. Месторождения эвгеосинклинальных складчатых областей

В этих геотектонических обстановках полного развития геосинклинального процесса наблюдается широкое проявление как вулканогенных серий, так и плутоногенных пород всего диапозона основности — от ультрабазитов до гранитов. При этом с интрузиями гранитоидов парагенетически бывают связаны крупные золоторудные месторождения, примерами которых являются старейшее в России Березовское месторождение на Урале и Зун-Холбинское в Бурятском Прибайкалье. С гипербазитовыми массивами эвгеосинклиналей тесно генетически связаны крупные месторождения платины и металлов платиновой группы. Примерами служат месторождения платиноидов Урала, приуроченные к Нижне-Тагильскому и другим гипербазитовым массивам Восточного склона Урала.

Березовское рудное поле расположено в Восточно-Уральском антиклинории, сложенном зеленосланцевыми породами палеозойского возраста. Район месторождения окружают массивы интрузивов: граниты герцинского возраста, габбро-перидотиты, серпентинизированные гипербазиты девонского возраста. Рудное поле приурочено к синклинали в центральной части блока, заключенного между разломами меридионального простирания. Ось синклинали полого погружается к северу. Большая часть рудного поля сложена вулканогенно-осадочными породами кембрийского-нижнепалеозойского возраста. Снизу вверх в их составе выделяются метаморфизованные диабазы и порфири-ты; кварц-хлорит-серицитовые, углисто-кремнистые сланцы; диабазы, порфири-ты и их туфы; переслаивания кремнисто-глинистых и кремнисто-углистых сланцев, филлитов, туфопесчаников.

В пределах рудного поля широко развиты породы верхней части разреза, выделяемые как адуйская и березовская свиты (верхний девон и карбон). Слоистая осадочно-вулканогенная толща вмещает пластообразные и лакколитообразные тела серпентинизированных перидотитов и пироксенитов. В центральной части синклинали широко развиты разломы и зоны рассланцевания субмеридионального простирания, субширотные сдвига-сбросы. К субмеридиональным тектоническим структурам приурочены многочисленные дайки гранитоидного состава: плагиосиенит-порфиров, лампрофиров, гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров. Они группируются в пучки, в которых дайки располагаются через 5–10 м, между пучками расстояния составляют 80–100 м, протяженность даек до 10–20 км. Дайки субвертикальные. Мощность даек достигает нескольких десятков метров.

В тесной пространственной связи с дайками гранитоидов находятся золоторудные жилы. По минеральному составу выделяют две разновозрастные формации: раннюю слабозолотоносную кварц-турмалин-шеелитовую и более позднюю золото-сульфидно-кварцевую, слагающую большую часть рудных жил. По условиям размещения выделяют золоторудные жилы в дайках (лестничные жилы) и вне даек (красичные жилы). К дайкам приурочена главная масса золоторудных жил месторождения (рис. 5.9).

Наиболее насыщены жилами крутопадающие дайки гранит-порфиров, залегающих среди пластинчатых сланцеватых пород. Протяженность жил определяется мощностью даек, за пределы которых они обычно не выходят.

Лестничные жилы сложены крупнозернистым друзовым кварцем, а междрузовые полости заполнены сульфидами. Красичные жилы залегают в осадочно-вулканогенных и интрузивных породах, имеют протяженность до 70–100 м. Залегают они свитами по 4–5, иногда по 10–15 параллельных и кулисообразных жил. Вмещающими породами являются серпентиниты, габбро, диабазы и туфы. Жилы тоже имеют друзовое строение. Главный минерал — кварц нескольких генераций, присутствуют анкерит, кальцит, доломит. Рудные минералы представлены пиритом, тетраэдритом, айкинитом, шеели-

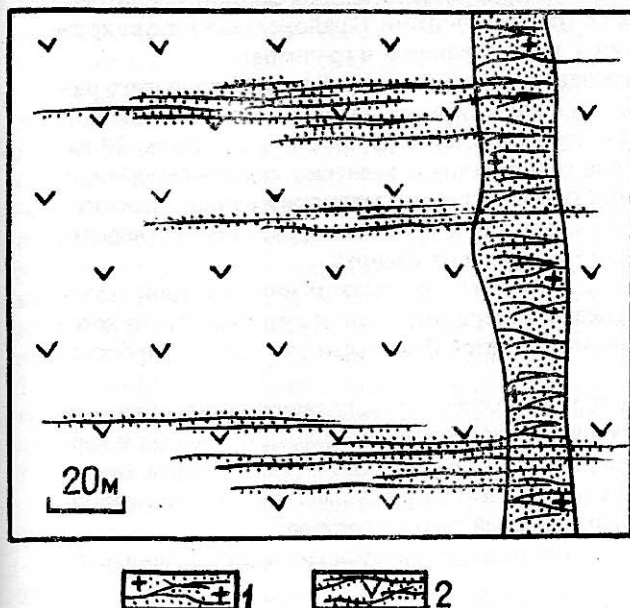


Рис. 5.9. Схематический план участка Березовского месторождения.

1 – Березитизированная дайка гранит-порфиров с лестничными жилами; 2 – Лиственитизированные змеевики с красичными жилами.

том, галенитом, халькопиритом в количестве в среднем 2–10%. Резко преобладает пирит. Продукты изменения представлены листвинитом в гипербазитах и осадочно-вулканогенных породах, залегающих в боках красичных жил, и березитом, образуемым по гранитоидным дайкам, вмещающим лестничные жилы. Березиты были впервые описаны и названы Густавом Розе на данном месторождении. Ореолы околожилных изменений имеют ширину от 0,1 до 1,5 м. Распределение золота в жилах неравномерное и определяется размещением в них сульфидов. Наибольшее его содержание приурочено к их центральным частям. Околорудные березиты и листвиниты тоже золотосны и отрабатываются вместе с жилами, слагая основной объем

руд. Самородное золото – мелкое, пылевидное приурочено к наиболее поздней минеральной ассоциации: тетраэдрит-галенит-айкинит. Пробность золота 800–900. В значительной части золото, присутствующее в рудах, является тонкодисперсным и находится в сульфидах, преимущественно в пирите сульфидно-кварцевых прожилков и жил и во вкрапленном виде в березитах и листвинитах. Содержание золота в пирите достигает 100 г/т.

Березовское месторождение является первым Российским золоторудным месторождением, открытым в 1745 году и отрабатываемым уже 250 лет. В XVIII–XIX веках на нем селективно отрабатывались наиболее богатые руды, представляющие собой участки ступенчатости лестничных сульфидно-кварцевых жил и прожилков. Позже, когда была оценена роль золотосных березитов и листвинитов, стали ясны общие масштабы месторождения.

По данным Константинова М. М. и др. (1998), количество золота, добытого на Березовском месторождении за все годы его эксплуатации, оценивается в 340 т, а оставшиеся запасы – в 40 т золота. Таким образом, общие масштабы месторождения составляют 380 т золота.

Данные за последние 43 года отработки месторождения свидетельствуют, что за этот период на нем было получено 65 т золота, и перерабатывались руды со средним содержанием золота 2,4 г/т, причем все это время среднее содержание практически не изменялось. При этом среднегодовая добыча золота падала: за первую половину периода, начиная с 1955 года, среднегодовая добыча золота составляла 2 тонны, а за вторую – 1,2 тонны.

В последние годы в связи со снижением цены золота и переходом к рыночным отношениям экономические показатели отработки месторождения резко упали.

Месторождение Зун-Холба расположено в Прибайкальской части хребта Восточный Саян. Здесь присутствуют серии гранито-гнейсовых куполов, между которыми располагаются прогибы, сложенные сильно дислоцированными рифейскими туфогенно-

осадочными кварц-серицит-хлоритовыми и черными углеродисто-серицит-хлоритовыми сланцами, известняками, доломитами, туфопесчаниками. В районе присутствует крупный массив каледонских грано-диоритов, плагиогранитов и гранитов.

Месторождение Зун-Холба приурочено к крупной сложной зоне Холбинского разлома, имеющего северо-западное простирание и субвертикальное – юго-западное крутое падение. Зона мощностью до 4 км прослеживается по простиранию более 20 км. Она пересекает вышеназванный массив гранитоидов и включает сильно деформированные блоки и линзы рассланцованных гранито-гнейсов, мраморизованных известняков, доломитов, образованных по ним кварц-полиовшпатовых пород, а также углеродисто-серицит-хлоритовых и кварц-серицит-хлоритовых сланцев.

Промышленное золотое оруденение приурочено к участкам максимальной тектонической проработки пород, их окварцевания, серицитизации и сульфидизации, которые наиболее отчетливо проявлены вдоль контактов с черными сланцами и карбонатными породами (рис. 5.10).

Рудные тела представлены кулисообразной серией крутопадающих жиллообразных залежей, согласных с присутствующими в зоне линзовидными блоками сланцев и карбонатных пород. Стержневыми элементами золоторудных тел являются жилы кварц-сульфидного состава, сопровождающиеся ореолами кварц-сульфидных и кварц-карбонатных прожилков и вкрапленной минерализацией того же состава.

На глубинах больше 300 м от поверхности начинает преобладать прожилково-вкрапленная минерализация.

По данным А. В. Бражника, мощность рудных тел составляет 1–25 м, протяженность по простиранию – 20–850 м, а по падению – до 800–1200 м.

Руды представлены карбонат-кварц-сульфидным жильным материалом, присутствующим в окварцованных черносланцевых и карбонатных вмещающих породах, в разной степени насыщенных сульфидами. Количество сульфидов составляет 5–80%, а в среднем – около 10%. Они представлены пиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, а также пирротинном и блеклыми рудами. Отмечается петцит. Золото, несмотря на характерное для месторождения Зун-Холба значительное количество сульфидов, присутствует преимущественно в свободном виде, но является мелким (0,01–1 мм). Оно отмечается в основном в кварце, а также в сульфидах. Его содержание составляет до 150 г/т, а в среднем для месторождения – 11,0 г/т. Проба золота – 740–980. Золотосеребряное отношение составляет 1:1,5. По данным Константинова М.М. (1998), абсолютный возраст оруденения – 418 млн. лет. Месторождение разведывалось с 1963 года. Пройдено 8 горизонтов подзем-

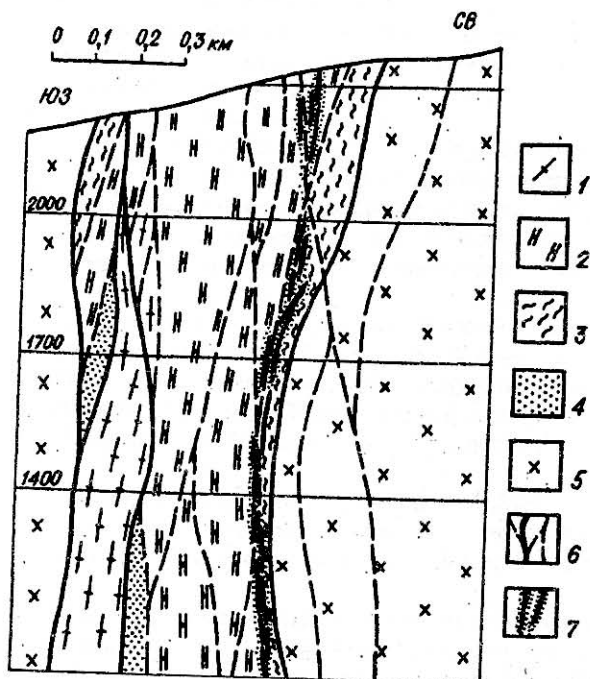


Рис. 5.10. Схематический разрез через юго-восточную часть месторождения Зун-Холба. По А.В. Бражнику.

1 – Гранито-гнейсы; 2 – Мраморизованные известняки, доломиты; 3 – Сланцы; 4 – Кварц-полевошпатовые породы; 5 – Грано-диориты, граниты; 6 – Разрывные нарушения; 7 – Кварц-сульфидные золоторудные жилы и вкрапленное оруденение.

ных горных выработок. Начата отработка месторождения с переработкой руд по гравитационно-флотационной схеме с получением концентрата, содержащего золото, серебро, свинец, цинк. Общее извлечение золота в концентрат составляет 95–97%.

Месторождения Восточно-Уральского платиноносного пояса. Пояс находится в пределах Уральской палеозойской складчатой области и протягивается в меридиональном направлении вдоль восточного склона Урала на расстояние более 600 км. Он представлен узкой цепочкой более 10 сложных многофазных линейно вытянутых в меридиональном направлении палеозойских интрузивных массивов. Основные части массивов сложены породами габброидного состава, преимущественно в краевых восточных частях массивов присутствуют гранитоиды и сиениты, а в западных – более 20 небольших (до 10 км) концентрически зональных платиноносных гипербазитовых интрузий девонского возраста. В ядерных частях эти интрузивы сложены дунитами, окаймляемыми по краям оторочками пироксенитов. Эти сложные массивы внедрились вдоль западной границы Тагильско-Магнитогорского прогиба. Наиболее значительным по размерам и своей платиноносности, в том числе и переотложенной в многочисленных россыпях является Нижнетагильский массив, а в его пределах дунитовый интрузив – горы Соловьева (см. рис. 7.3). Абсолютный возраст рудовмещающих пород массива составляет 370 ± 10 млн. лет.

Выделяются два основных морфологических типа рудных залежей, которые представлены:

- 1) шлировидными и трубообразными телами хромитов с повышенной концентрацией МПГ, преимущественно платины, присутствующими в дунитах и реже в пироксенитах;
- 2) рассеянной вкрапленностью МПГ, присутствующей в пределах дунитовых интрузий.

Дуниты состоят из оливина и хромита, количество которого в платиносодержащих шлирах может превышать 70%. Содержание платины в дунитах в среднем – 0,5 г/т, а в разрабатывавшихся хромитовых обособлениях оно составляло более 5 г/т. По данным Г. Шнейдерхёна (1958) до 1938 года в этом районе производилась добыча платины из таких обособлений на более чем 600 участках. Однако основная добыча платины на Урале осуществлялась и проводится сейчас из россыпей, которые тесно связаны с участками ее первичной концентрации. Содержание платиноидов в россыпях достигало 1,5 г/м³.

В них платина и была впервые обнаружена в 1822 г. горным инженером В. Любарским, вслед за чем вскоре в верховьях россыпей были открыты и коренные ее месторождения. По Г. Шнейдерхёну с 1824 по 1938 г., когда Россия была основным поставщиком платины на мировой рынок, на Урале было добыто около 400 т платины, причем годовая добыча в 1938 году составляла 4 т, а в 1942 году – 6,3 тонны. Таким образом, можно заключить, что общая добыча платины на Урале составляет около 500 тонн.

Наиболее богатыми являются шлировидные сегрегации хромитов в дунитах, сопровождающиеся явлениями брекчирования и прожилковой сульфидизации. Для таких рудных тел характерны видимые скопления платиноидов. Размеры таких хромитовых шлиров, имеющих формы гнезд, линз, столбов, серий прожилков, от сантиметров до 20 м на глубину рудные тела прослеживаются до 150–200 м и обычно имеют крутое восточное падение. Количество их в пределах дунитовых массивов достигает нескольких сотен.

По данным А. А. Верчебы, присутствие платиноидов в описываемых сегрегациях хромитов образуют основной – Тагильский тип месторождений. Кроме этого, отмечаются платиноиды в ванадий-титан-магнетитовых рудах, присутствующих в пироксенитах – Качарский тип месторождений и в медно-титаномagnetитовых рудах – Волковский тип месторождений. Наибольшее промышленное значение для металлов платиновой группы имеют объекты Тагильского типа, отличающиеся существенно платиновой специализацией и давшие главную массу товарной платины из россыпей.

В месторождениях Тагильского типа присутствует преимущественно иридий-платиновая минерализация, представленная природными сплавами в основном изoferроп-

латиной, иридистой платиной, осмистым иридием, платинистым иридием. Характерные размеры зерен и скоплений платиновых минералов составляют от долей до 1–10 мм, а изредка, особенно в россыпях, отмечаются и более крупные самородки до 427 г, а в Нижне-Тагильских – до 9,5 кг.

В чистом агрегате платиноидов содержание платины составляет до 77,8%, иридия – до 7,2%, родия – до 1%, палладия – до 15,5%. Содержания МПГ в сплошных рудах составляет 10–70 г/т, изредка до 100–600 г/т.

В настоящее время на Урале добывается в год около 200 кг МПГ, основными объектами добычи являются платинометалльные россыпи.

Наиболее крупными и самыми распространенными являются аллювиальные россыпи рек первых порядков, залегающие в пределах и вблизи платиноносных материнских гипербазитовых массивов. Промышленное значение могут иметь также элювиальные, а иногда и делювиальные россыпи, обрабатываемые совместно с аллювиальными россыпями. Обычно продуктивными являются слои аллювия и залегающего в их толще элювия, представленного разрушенными породами платиноносных гипербазитовых массивов.

Такие россыпи характерны для Уральского платиноносного пояса и особенно – Нижне-Тагильского массива. Они будут описаны ниже при характеристике месторождений чехла.

5.3. Золоторудные месторождения миогеосинклинальных складчатых областей

Для этих геотектонических областей, располагающихся в пределах складчатых поясов, характерно неполное проявление их геосинклинального развития, в частности, это отражается в слабом распространении или отсутствии в разрезах эффузивных образований.

В пределах миогеосинклинальных складчатых областей в России и сопредельных странах сформирована самая многочисленная группа золоторудных месторождений, таких как Мурунтау, Сухой Лог, Неждановское, Натальинское и др.

Месторождение Мурунтау является крупнейшим в группе разновозрастных крупных месторождений, присутствующих в уникальном по своим запасам Центрально-Кызылкумском золоторудном районе Узбекистана. В его пределах на расстоянии до 200 км от Мурунтау выявлены еще четыре крупных месторождения. Суммарные разведанные запасы золота в этих месторождениях района превышают 5000 т, в том числе на Мурунтау – более 3000 т, из которых уже извлечено 1300 т золота. В трех других месторождениях района – Даугыз-Тау, Кокпатак и Зармитан выявленные запасы золота составляют по 500 т, а в Амантай-Тау – 300 т. Таким образом, Центрально-Кызылкумский район по выявленным запасам золота, вероятно, занимает второе место в мире после района Витватерсранда.

Район принадлежит к складчатой системе, которая сформировалась на месте миогеосинклинали, завершившей развитие на стадии герцинского орогенеза.

В регионе выделяются два структурных этажа: нижний – протерозой-палеозойский (складчатый) и верхний – мезозой-кайнозойский (платформенный). Все известные месторождения и рудопроявления Центрально-Кызылкумского рудного района локализованы в пределах нижнего структурного этажа.

На территории Мурунтауского рудного поля в разрезе нижнего структурного этажа выделяются два яруса: верхнепротерозой-нижнепалеозойский и средне-верхнепалеозойский. Породы нижнего яруса подразделяются на две толщи – нижнюю вулканогенно-терригенно-кремнистую (тасказганская свита мощностью около 2000 м) и верхнюю – флишеидную (бесапанская свита мощностью 2500 м). На севере рудного поля породы нижнего яруса по системам надвигов перекрываются мощной (до 2500 м) известняково-доломитовой толщей девон-каменноугольного возраста, представляющей верхний ярус. К северу от рудного района на карбонатных породах залегают породы молассовой формации верхнего структурного яруса (средний карбон-нижняя пермь). На породах нижнего структурного этажа залегает чехол мезо-кайнозойских осадочных пород.

Описываемый рудный район располагается в Узбекистане в Кызылкумском секторе запад-северо-западных отрогов Туркестанского хребта, относящегося к горной системе Тянь-Шаня. Вместе с четырьмя другими крупными месторождениями золота, расположенными в этом рудном районе, месторождение Мурунтау приурочено к региональной зоне Тамдытау-Нуратинского глубинного разлома, имеющего северо-западное простирание. В металлогеническом отношении эта территория относится к Зарафшано-Туркестанской структурно-формационной зоне и располагается в ее северо-западной части.

Описываемые месторождения этого района приурочены к вытянутым, преимущественно в северо-западном, а в его центральной части – и в северо-восточном направлениях, горным выступам длиной до 150–200 км каждый. Их абсолютные высоты достигают 750 м, а в высочайшем – Северо-Нуратинском горном массиве – 2170 м (рис. 5.11).

Между этими выступами располагаются межгорные впадины с мощным (до 300–700 м) чехлом мезо-кайнозойских осадков, представляющие собой пустыню Центральных Кызылкумов. Относительные превышения этих горных массивов над поверхностью пустыни обычно составляют до 500 м.

Три месторождения – Мурунтау, Амантайтау и Даугызтау находятся в центре этого рудного района в единой поперечной тектонической зоне северо-восточного простирания на расстоянии соответственно 25 и 16 км. Месторождение Кокпатас находится в

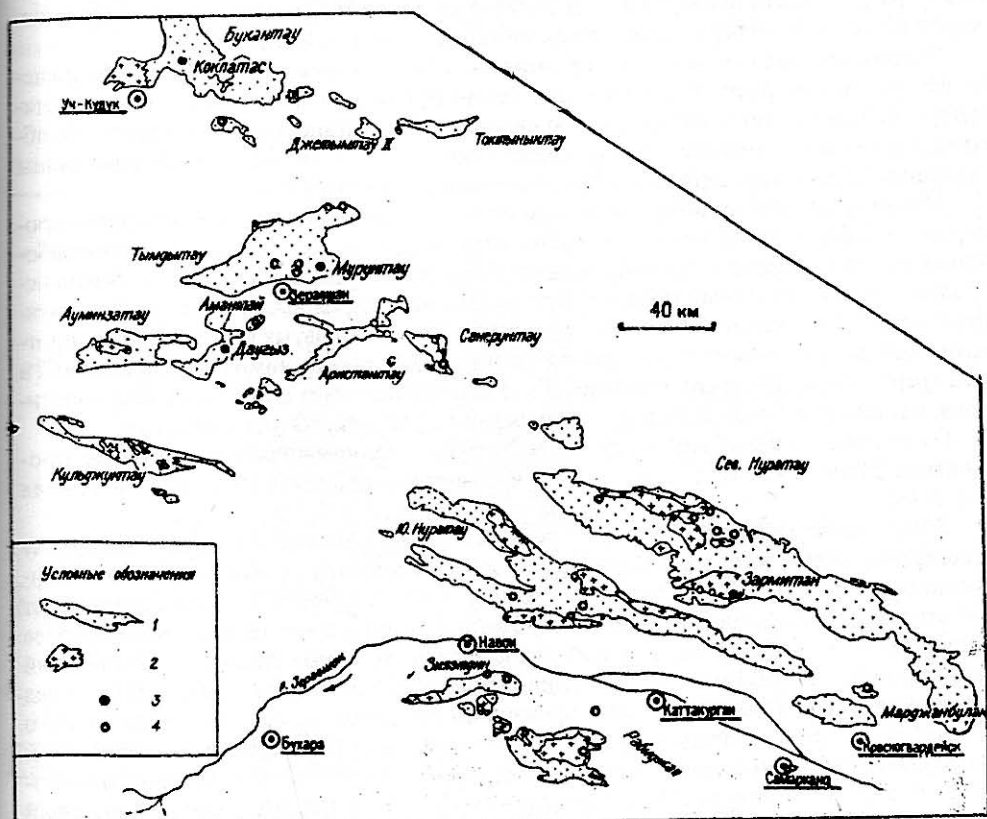


Рис. 5.11. Схематическая карта Кызылкумской золотоносной провинции.

По А.И. Образову.

1 – выходы пород докембрийского фундамента; 2 – выходы массивов гранитоидов; 3 – месторождения золота; 4 – рудопроявления золота.

100 км к северо-западу от Мурунтау, а Зармитан – в 200 км к юго-востоку от него. В пределах выходящего в горных выступах домезозойского фундамента выделяются породы двух структурных этажей. Нижний этаж представлен мощной толщей (до 5 км) ордовик-силурийского возраста, имеющей вулканогенно-терригенный, преимущественно сланцевый состав и относящейся к тасказганской и бесапанской свитам.

В верхней части этой толщи – в бесапанской свите залегают все основные золоторудные месторождения.

Нижняя свита фундамента – тасказганская складывается более метаморфизованными породами. В ее нижней части присутствуют метавулканы различного состава, представленные серицит-хлоритовыми сланцами со следами порфиорового строения и переслаиванием кварц-альбит-слюдистых сланцев и сланцев, обогащенных органическим веществом и мраморизованным карбонатным материалом. Вверху тасказганской свиты в тех же сланцах появляются прослои альбит-серицитовых кварцитов и возрастает роль черных обогащенных органикой сланцев. Породы этой части разреза характеризуются наиболее повышенными кларками урана, молибдена, ванадия, редких земель.

Бесапанская свита имеет мощность более 2 км и характеризуется флишиоидным строением. В ее разрезе выделяются четыре пачки пород приблизительно одинаковой мощности. В нижней пачке среди сланцев появляются значительные прослои углеродистых металаевролитов. Выше по разрезу количество переслаивающихся сланцев, металаевролитов и углеродистых пород становится близким (“серый бесапан”). Далее вверх по разрезу металаевролиты начинают преобладать, они продолжают переслаиваться с прослоями черных сланцев. (“пестрый бесапан” – основная рудоносная часть свиты). Вверху разреза свита представлена метапесчаниками и металаевролитами с серицит-хлорит-кварцевым, иногда карбонатным цементом (“зеленый бесапан”).

Отложения этих свит относятся к типичным геосинклинальным осадкам. В пределах Мурунтауского рудного поля породы метаморфического комплекса смяты в протяженную субширотную антиклинальную складку – Тасказганскую антиклиналь. Ее образование связано с проявлением герцинской складчатости. Породы метаморфизованы в условиях хлорит-серицитовой субфации зеленосланцевой фации.

Мурунтауское рудное поле приурочено к протяженной зоне меланжа согласной с протиранием Тасказганской антиклинали. Оно сложено комплексом тектонически проработанных пород с линзами и лентовидными фрагментами толщ тасказганской и бесапанской свит. Этот гетерогенный комплекс рудовмещающих пород выделяется как “мурунтауская линза”. Тектонически блок месторождения ограничен двумя крупными субширотными – северо-восточными зонами разломов (рис. 5.12). Между ними развиты разломы и зоны трещиноватости северо-восточного, субмеридионального и субширотного простирания, разделяющие рудное поле и месторождение Мурунтау на ряд блоков.

От основного блока месторождения Мурунтау прослеживается восточное продолжение рудоносной зоны длиной 3,5 км с месторождениями Мютенбай и Триада (рис. 5.13).

В глубокой скважине СГ-10, пробуренной в 1,5 км к востоку от карьера Мурунтау на северном фланге месторождения Мютенбай наблюдается прогрессивный рост интенсивности преобразования пород на глубину и смена степени их метаморфизма от серицит-хлоритовой до биотит-амфиболовой фации, которая проявлена на глубинах более 3,5 км. На глубине 4000 м скважина вошла в массив щелочных гранитов, абсолютный возраст которых $286 \pm 1,2$ млн. лет. (Рубидий-стронциевый метод; Костицын, 1991). Вслед за становлением гранитного массива произошло внедрение серии даек субщелочного состава, образующих в пределах рудного поля несколько поясов северо-восточного и северо-западного направлений. По данным изотопной геохронологии, абсолютный возраст этих даек составляет от $274 \pm 3,9$ млн. лет до 265 ± 2 млн. лет. (Рубидий-стронциевый метод; Костицын, 1991; Шаякубов, Цой, 1991)

Месторождение Мурунтау представлено крупным – диаметром около 2 км ореолом ороговикованных пород – биотит-кварц-полевошпатовых метасоматитов, около 40% объема которого являются в разной степени золотоносными образованиями.

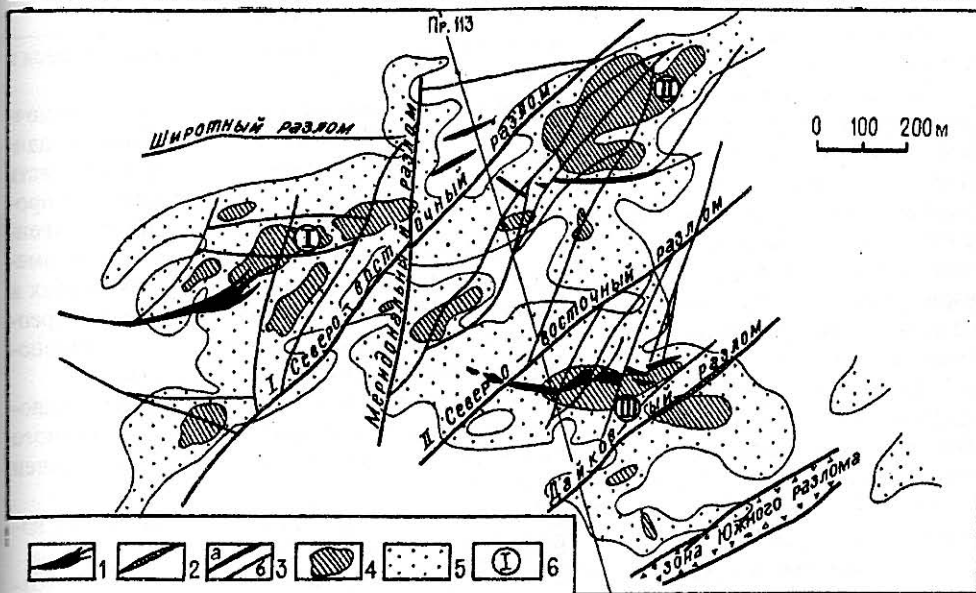


Рис. 5.12. Схематический план месторождения Мурунтау.

1 – крупные кварцевые жилы; 2 – дайки щелочного состава; 3 – разрывные нарушения; 4 – основные, 5 – второстепенные; 4-5 – рудные тела: 4 – богатые, 5 – бедные; 6 – номера рудоносных зон.

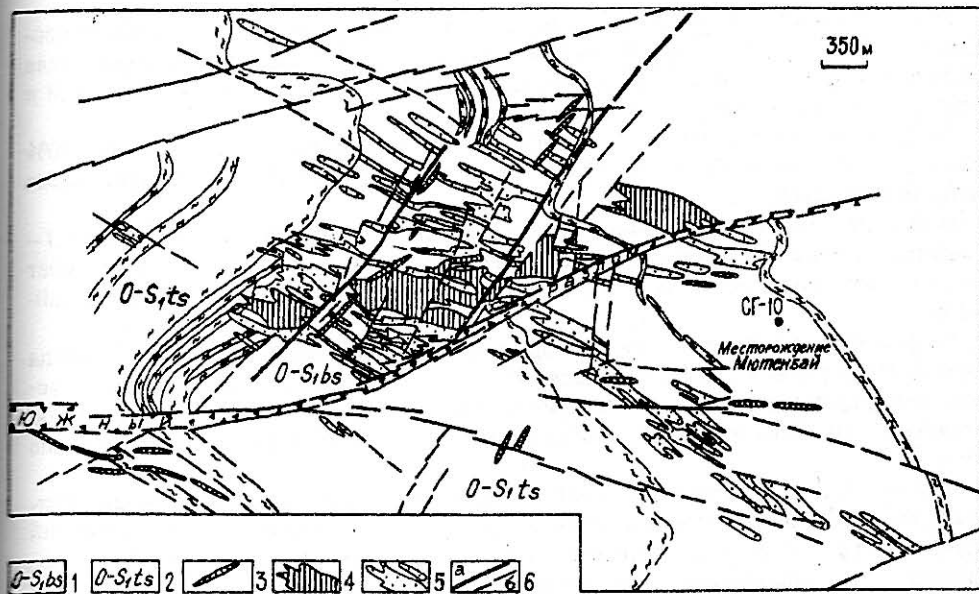


Рис. 5.13. Месторождение Мурунтау. Схематический план горизонта «+78 м».

1 – отложения бесланской свиты; 2 – отложения Таскаганской свиты; 3 – крупные кварцевые жилы; 4 – обогащенные рудные тела; 5 – бедные руды; 6 – разрывные нарушения: а – основные, б – второстепенные.

Внутри этого ореола залегают рудные залежи месторождения, располагающиеся в главных зонах фильтрации восходящих рудоносных растворов.

По большому объему наблюдений, сделанных в процессе многолетних разведочно-эксплуатационных работ и обобщенных А. И. Образцовым, а также по нашим данным, выявленные запасы золота связаны со следующими образованиями. Основная часть — около 48% запасов золота приурочена к зонам преимущественно субсогласного прожилкового окварцевания метасоматитов. Около 28% золота находится непосредственно в полосчатых и массивных метасоматитах; 8,6% запасов приурочено к крупным, имеющим мощность 0,4 и более метров кварцевым жилам и 4% — к сериям сульфидных и кварц-сульфидных прожилков, локализованных преимущественно тоже внутри ореолов метасоматитов. И лишь остальные 11,4% запасов золота залегают в слабо окварцованных алевролитах, которые внешне трудно отнести к рудным образованиям.

Обогащенные части рудоносного блока месторождения имеют форму крутопадающих рудных столбов, которые приближаются, а на глубине — примыкают к зоне Южного разлома. За этим разломом глубокой скважиной СГ-10 на глубине 4000 м был подсечен контакт крупного массива гранитоидов (рис. 5.14).

Месторождение Мурунтау обрабатывается с 1969 г. крупным карьером, размер которого достиг 2,5х3,5 км, а глубина — более 350 метров.

На приближении к рудоносным залежам преобразование вмещающих пород возрастает, хлорит-серицитовое изменение сланцев сменяется биотитовым, проявляется их окварцевание и калишпатизация, выявляющиеся в виде осветления пород. Эти процессы развиваются вблизи многочисленных прожилковых зон и более редких жил преимущественно раннего светло-серого и белого кварца. Эти прожилки и жилы часто располагаются субсогласно с вмещающими породами, реже занимают по отношению к ним секущее положение. В верхней уже отработанной части месторождения мощность единичных кварцевых жил достигала нескольких метров, а протяженность — 100–200 м. При этом прямой пространственной связи оруденения с этими кварцевыми жилами — не наблюдается.

Для месторождения Мурунтау характерны крупные существенно метасоматические залежи бедных руд с содержанием золота до 3 г/т, которые включают сложные тела более богатых руд — рудные столбы (Образцов, 1998). Форма и параметры залежей и рудных столбов видны на рис. 5.14.

По данным А. И. Образцова, в пределах рудных столбов сосредоточено свыше 70% запасов золота, в то время как их объем составляет не более 30% от общего объема рудоносных залежей.

В верхней части месторождения были выделены три основные рудные залежи: I — на западном фланге, II — на северном и III — на юго-восточном. Последняя залежь имеет юго-восточное продолжение за Южным разломом в виде месторождений Мютенбай-Триада.

Выделенные в верхней части месторождения рудные залежи на глубину иногда соединяются, и рудные столбы переходят из одной залежи в другую, подчеркивая условность выделения этих залежей. В горизонтальном сечении размеры рудных столбов составляют (300–450 м)х(200–350 м) и прослеживаются по падению на глубину свыше 1000 м.

Форма и положение рудных залежей, распределение их обогащенных частей — рудных столбов обусловлено главным образом структурными факторами. Литологический контроль проявлен значительно слабее и определяется физико-механическими свойствами пород. А. И. Образцовым (1998) убедительно показана приуроченность основного оруденения к более хрупким ороговикованным породам бесапанской свиты, частота встречаемости углеродистых пород в которой составляет менее 2,5%. В нижележащей, обычно не содержащей оруденения тасказганской свите доля пластичных углеродистых пород возрастает до 78%.

Более 80% золота в рудах месторождения Мурунтау связано с кварцем нескольких генераций. Золото в основном свободное мелкое — около 0,1–0,2 мм и мельче, очень редко

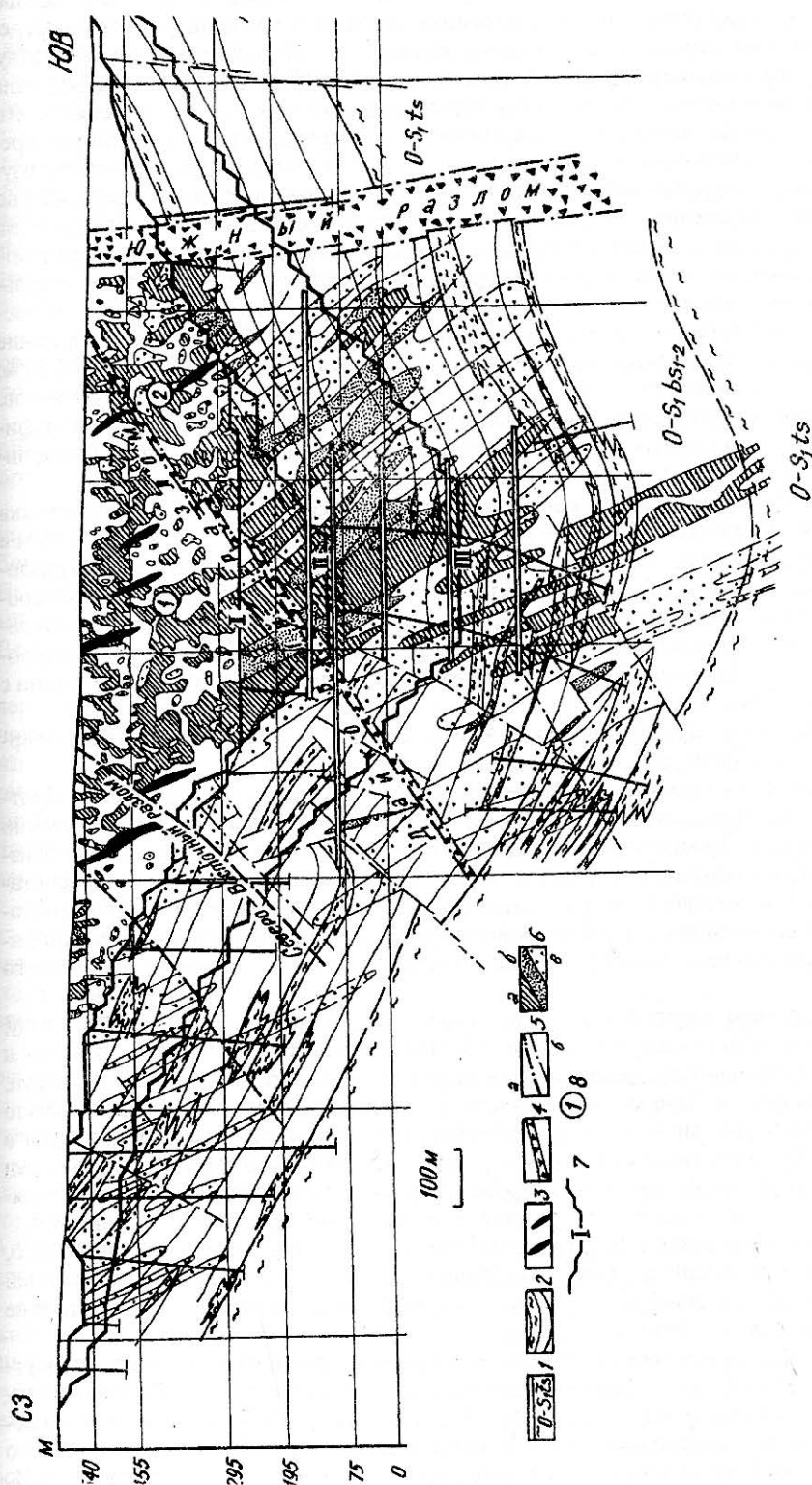


Рис. 5.14. Месторождение Мурунтау. Геологический разрез по профилю 113. По А.И. Образцову.
1 – отложения тасказганской свиты; 2 – отложения бесапанской свиты; 3 – крупные кварцевые жилы; 4 – главные разломы; 5 – прочие разломы; а – основные, б – второстепенные; 6 – рудные тела: а – богатые, б – рядовые, в – белые; 7 – границы карьера: I – современные, II, III – проектные; 8 – номера рудных залежей.

встречаются крупные выделения 1–3 мм. При тонком измельчении руды золото хорошо вскрывается или находится в сростках и хорошо извлекается при цианировании, определяя благоприятную технологическую схему обогащения руд месторождения Мурунтау. Проба золота изменяется от 700 до 950, чаще близка к 850. Золотосеребряное отношение в среднем около 6. Около 15% золота связано с сульфидами, причем лишь меньшая его часть (5–8%) является тонкодисперсной. Нами проводилось детальное изучение распределения на месторождении сульфидов и сопутствующей золоту минерализации. Это изучение показало, что в рудах присутствует около 20 сульфидов. Среднее их содержание по месторождению составляет около 1,6%. Из них 99% представлено тремя минералами: пиритом, его среднее содержание 0,9%, в локальных участках до 3,1%; арсенопиритом – 0,6%, а в локальных участках до 4,2%; пирротинотом – 0,05% (до 0,63%). Из прочих сульфидов отмечаются марказит и сфалерит, содержание которых в локальных участках достигает 0,07%, халькопирит – до 0,06% и молибденит – до 0,04%. Среднее содержание всех сульфидов в отдельных рудных залежах составляет: в I залежи – 1,14%; во II – 1,67%; в III – 1,59%. На глубину наблюдается незначительное увеличение количества сульфидов. Нами проведено изучение содержаний золота в мономинеральных концентратах сульфидов, не содержащих видимых выделений золота. Среднее содержание золота в арсенопирите – около 30 г/т (13 ан.), в пирите – 9 г/т (22 ан.), в пирротине – 2 г/т (4 ан.).

Средние содержания в рудах сопутствующих компонентов составляют – мышьяка – 0,16%, меди, цинка – 0,01%, вольфрама, находящегося в шеелите, – 0,012%, причем в отдельных золоторудных телах восточной части месторождения вблизи Южного разлома среднее содержание его возрастает до 0,05% и больше. Среднее содержание углерода в рудовмещающей породе – 0,17%, в рудах – 0,05%. Из других элементов, концентрирующихся на месторождении, отмечаются уран и редкие земли. Выявлена их приуроченность к послейным телам биотитовых роговиков и отсутствие прямой корреляции с содержанием золота.

П. А. Ивановым и др. показано, что к этим пачкам приурочены повышенные содержания урана, молибдена, редких земель.

Месторождения Мурунтау и другие крупные золоторудные месторождения Центральных Кызылкумов – одновозрастны (286–280 млн. лет) и залегают в существенно сланцевых породах бесапанской свиты (Мурунтау, Амантай-Тау, Даугыз-Тау) или близких к ней свит, отличающихся по соотношению количеств присутствующих в их составе терригенного и вулканогенного материалов и углеродистого вещества. Степень метаморфизма пород, вмещающих эти месторождения, соответствует зеленосланцевой фации. Они являются достаточно сходными по морфологическим особенностям своего оруденения.

Месторождение Амантай-Тау, расположенное в 25 км к юго-западу от Мурунтау, представлено несколькими рудоносными субмеридиональными зонами окварцевания и сульфидной вкрапленности. Доля кварцевых прожилков составляет до 20% объема руд, есть протяженные секущие кварцевые жилы. Количество сульфидов составляет около 15%, в основном это пирит, меньше арсенопирита и др. Общее количество кварца в рудах – 40–45%, доля свободного золота – всего 40%. Таким образом, в составе руд месторождения Амантай-Тау по сравнению с Мурунтау количество сульфидов и связанного с ними тонкого золота – возрастает, а кварца и свободного золота – убывает.

Месторождение Даугызтау, расположенное в 16 км юго-западнее предыдущего, представлено компактной крупной субмеридиональной – северо-восточной секущей зоной окварцевания и сульфидизации, причем роль кварцевых прожилков в составе ее руд – еще меньшая (до 15% объема руды).

В общем составе руд кроме слюдисто-полевошпато-глинистого материала, присутствует кварц – 35–40% и сульфиды – в среднем 7%, в том числе пирит – 6% и арсенопирит – 0,5%, углеродистый материал – 1–5%. В значительной части золото является дисперсным и связано с сульфидами – 42% золота, несколько более крупного пылевидного золота (размером более 3 микрон), находящегося в сульфидах – 28% и в кварце – 20%. Доля свободного золота крупностью более 0,1 мм всего 4%.

К северо-западу и юго-востоку от Мурунтау расположены месторождения Кокпатас и Зармитан.

Месторождение Кокпатас залегает в туфоалевролитах и кремнистых и филлитовидных сланцах с карбонатсодержащими прослоями. Оно представлено серией послойно секущих зон мелкой сульфидной вкрапленности и маломощных субогласных кварцевых прожилков, объем которых составляет менее 10% объема руды. В общем среднем составе руд месторождения присутствуют: слюдистые минералы – 30%; кварц – 21%; глинистые минералы – 19%; карбонаты – 16%; сульфиды – 7,5%, в том числе пирит – 5%, арсенопирит – 2%, халькопирит – 0,5%; углеродистое вещество – 1%. Более 40% золота на Кокпатасе связано с сульфидами и присутствует в них в тонкодисперсной форме. Столько же золота находится в пылевидных выделениях, приуроченных к границам зерен сульфидов. Доля свободного золота, связанного с кварцем и карбонатами, не превышает 15%.

Месторождение Зармитан по составу руд занимает промежуточное положение и по сравнению с вышеописанными месторождениями является близким аналогом месторождения Мурунтау.

В нем наблюдается совмещение золото-кварцевой ассоциации являющейся преобладающей, со свободным золотом и золото-сульфидной ассоциации – с тонким золотом.

Месторождение Сухой Лог располагается в пределах широко известного с прошлого века благодаря своим россыпям Ленского золотоносного района Восточной Сибири. Оно является крупнейшим резервным золоторудным месторождением России. Выявленные его запасы составляют более 1000 т, а вместе с предварительно оцененными запасами, в том числе соседних, более мелких месторождений района (Визохойское, Верненское и др.), – более 1500 т.

С учетом последних данных о платиноносности месторождения Сухой Лог (Дистлер В.В. и др., 1996) оно представляет большой интерес и в отношении попутной платиновой минерализации. Рудный район располагается в пределах Байкало-Патомского нагорья, сложенного в значительной части черносланцевыми терригенными и терригенно-карбонатными породами. Они сформированы в миогеосинклинальных прогибах внутри континентальной рифтовой системы, заложеной в южной части Сибирской платформы в протерозойско-рифейское время. Вмещают оруденение терригенные углеродосодержащие породы среднего-верхнего рифея, мощностью около 800 м.

Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Верхняя часть свиты сложена кварц-серицит-хлоритовыми сланцами с горизонтами метаалевролитов и тонкозернистых песчаников. Эта часть свиты наиболее обогащена углеродистым веществом, содержание которого составляет от 2–3 до 5–7 об%. К этой обогащенной углеродистым веществом части разреза свиты приурочена золоторудная и платиновая минерализация.

Основные рудные тела месторождения Сухой Лог залегают в приадресной части пережатой запрокинутой к югу субширотной антиклинальной складки, осложненной крупной надвиговой структурой. В ядре этой складки залегают рудоносные углеродистые породы, а в крыльях – вышележащая карбонатная свита рифея.

Основная рудная залежь приурочена к довольно пологой (30–35 градусов) мощной (до 200 м) послескладчатой субширотной минерализованной зоне рассланцевания, которая залегает вблизи оси названной антиклинальной складки, в ее северном крыле. Антиклинальная складка осложнена поперечными и продольными разрывами, зонами кливажа и мелкой складчатости, трещинами отрыва (рис. 5.15).

Оруденение представлено зоной проявления вкрапленной, гнездово-прожилковой и жильной сульфидно-карбонатно-кварцевой минерализации. Эта минерализация менее интенсивно проявлена в породах перекрывающих (надрудная зона) и подстилающих (подрудная зона) основное рудное тело и наиболее интенсивно – в самом рудном теле, где количество сульфидов и новообразованных кварца и карбонатов достигает 5–7%.

Для месторождения важнейшей является локализованная в центральной части зоны основная рудная залежь, вмещающая не менее 75% выявленных запасов золота и пригод-

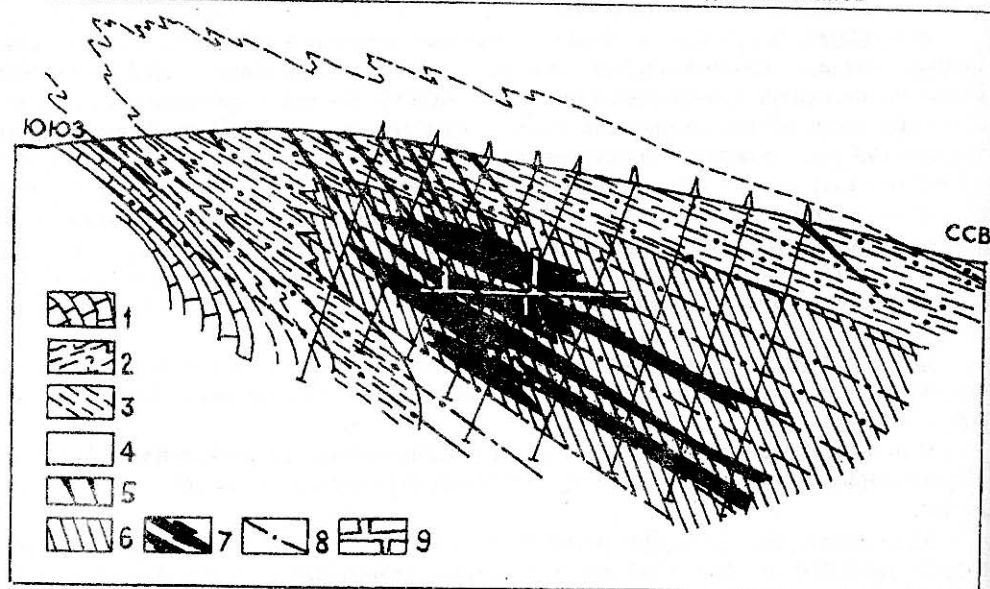


Рис. 5.15. Месторождение Сухой Лог. Поперечный разрез зоны прожилково-вкрапленной золото-сульфидной минерализации, сопровождающейся золотоносными кварцевыми жилами. По В.А. Буряку.

1 – известковые алевролиты и алевросланцы; 2 – алевросланцы и алевролиты, преимущественно грубозернистые; 3 – углистые филлитовидные алевролиты; 4 – углистые кварцево-серицитовые алевросланцы; 5 – кварцевые жилы; 6, 7 – ореол развития золото-сульфидной минерализации: 6 – умеренной, 7 – повышенной; 8 – кливаж; 9 – подземные горные выработки.

ная для открытой отработки. Эта залежь имеет сравнительно простую плитообразную форму и характеризуется большими размерами – протяженностью по простиранию более 3 км, средней мощностью около 70 м и прослеживается по падению более 1,5 км.

Руды месторождения Сухой Лог характеризуются выдержанными содержаниями золота, не превышающими 5–10 г/т, при среднем содержании золота – 2,5–2,8 г/т.

По данным Г. Л. Митрофанова и др. (1998), в центральной и верхней частях минерализованной зоны присутствует платинометальное оруденение. Его контуры максимально совпадают с контурами золотой минерализации и золоторудного тела, частично выходя за его пределы, преимущественно со стороны висячего бока.

Средние содержания платины составляют 0,91–1,17 г/т. Платиносодержащее золотое оруденение сопровождается многостадийными существенно-метасоматическими процессами серицитизации, карбонатизации (магнезиально-железистые карбонаты), окварцевания и сульфидизации.

Прожилки представлены отдельными золото-кварцевыми жилами мощностью 1–6 см, а в раздувах до 1–1,5 м, которые не отличаются высокой золотоносностью и не имеют самостоятельного практического значения. Они присутствуют, в основном, в верхней и надрудной частях месторождения. Прожилки располагаются послойно или секут сланцеватость, чаще они имеют причудливо изогнутую форму. Количество их обычно – 5–6 на 1 пог. м. Для рудных тел месторождения характерен сравнительно простой состав: полевошпатовый агрегат, кварц, серицит, карбонаты (сидерит, анкерит, кальцит), углеродистое вещество, сульфиды. Сульфиды являются главными рудными минералами. Их количество составляет 1,5–5%, в среднем около 2,5%, из которых более 90% представлено пиритом, в том числе содержащим мышьяк, сурьму и субмикроскопическое золото. Набор других рудных минералов весьма многочислен – более 70. Среди них присутствуют сульфиды никеля, кобальта, меди, цинка, свинца, молибдена, арсениды и сульфоарсениды, теллуриды, селиниды и др.

Главным промышленным компонентом руд является самородное золото, которое присутствует в виде средних, мелких и тонких выделений. Около 15–20% золота связано с кварцем. Это, в основном, золото среднего размера (около 0,1 мм). Остальное золото (60%) ассоциирует преимущественно с пиритом и относится к тонкому пылевидному классу. В меньшей мере оно приурочено к сфалериту, галениту и халькопириту. Проба золота 850–950. Отмечаемые в рудах теллуриды золота и серебра представляют лишь минералогический интерес, как и одиночные мелкие выделения молибденита, вольфрамит и шеелита. В связи с мелкими размерами выделений золота руды месторождения требуют комплексной гравитационно-флотационно-цианидной схемы переработки, но при этом из них может быть получено сравнительно высокое извлечение золота – около 90%. Таким образом, руды месторождения Сухой Лог являются достаточно высокотехнологичными. Из присутствующих в рудах платиновых металлов преимущественным является платина, содержание палладия обычно на порядок ниже, остальные отмечаются спорадически, но тоже в тесной связи с платиной, причем содержание родия достигает 0,8 г/т.

Платина в основном присутствует в самородном виде и в твердых растворах с железом и медью. Отмечается также наличие сперилита.

Нежданнинское месторождение является одним из крупнейших в России. Подтвержденные его запасы составляют около 500 т золота, более 2000 т серебра, значительные количества платиноидов. На месторождении была построена и в течение ряда лет работала опытная фабрика, производящая до 0,9 тонны золота в год. Месторождение находится в пределах Аллах-Юньского золотоносного пояса, располагающегося в южных отрогах Верхоянского хребта на территории Юдомо-Майского нагорья в крайней юго-восточной части Республики Саха (Якутия).

Золотоносный пояс протягивается на сотни км вдоль западной части Южно-Верхоянского синклиория на его сочленении с горст-антиклинальными структурами восточной окраины Сибирской платформы. Синклиорий слагается миогеосинклинальными толщами карбона, перми, триаса, нижней и средней юры, относящимися к терригенному верхоянскому комплексу, который образует юго-западную ветвь мезозонид Верхонско-Чукотской складчатой области. Синклиорий состоит из трех субмеридиональных структурно-формационных зон, которые разделяются и ограничиваются крупными разломами, контролирующими размещения основных гранитоидных массивов.

Нежданнинское рудное поле представляет собой серию разрывных структур северо-северо-восточного простирания и крутого северо-западного падения. Длина рудного поля – до 15 км при средней ширине 4 км. Оруденение локализовано в песчано-сланцевой толще пермского возраста. Отчетливо маркирующими являются выдержанные пачки песчаников. Углеродистое вещество с содержанием углерода 2–3% дисперсное и концентрируется в зонах тектонитов.

Магматические породы рудного поля располагаются по его периферии. По данным М.М. Константинова и др. (1998), руды Нежданнинского месторождения представляют сочетание существенно метасоматических пирит-арсенопиритовых прожилково-вкрапленных образований и сульфидно-кварцевых жил, сопровождающихся преимущественно метасоматическим оруденением. Для первого типа рудных тел характерно присутствие всех проявленных на месторождении минеральных ассоциаций, а для второго – преобладание поздних из них.

Образование оруденения Нежданнинского рудного поля происходило в ходе единого многостадийного гидротермально-метасоматического процесса, связанного с многоэтапным унаследованным формированием структуры месторождения. Кварцевые жилы и системы прожилков образуют рудные столбы, обогащенные минералами поздних стадий рудообразования – золото-галенит-сфалеритовой, сульфоантимонитовой и акантит-кераргиритовой формаций.

Для месторождения характерно сложное строение рудоносных тел с содержаниями золота около 5 г/т.

На Нежданнинском месторождении на площади 10 кв. км известно более 50 рудных тел, из которых изучено – 17, причем около трети выявленных запасов золота присутствует в 2 основных рудных телах – № 1 и 56 (рис 5.16).

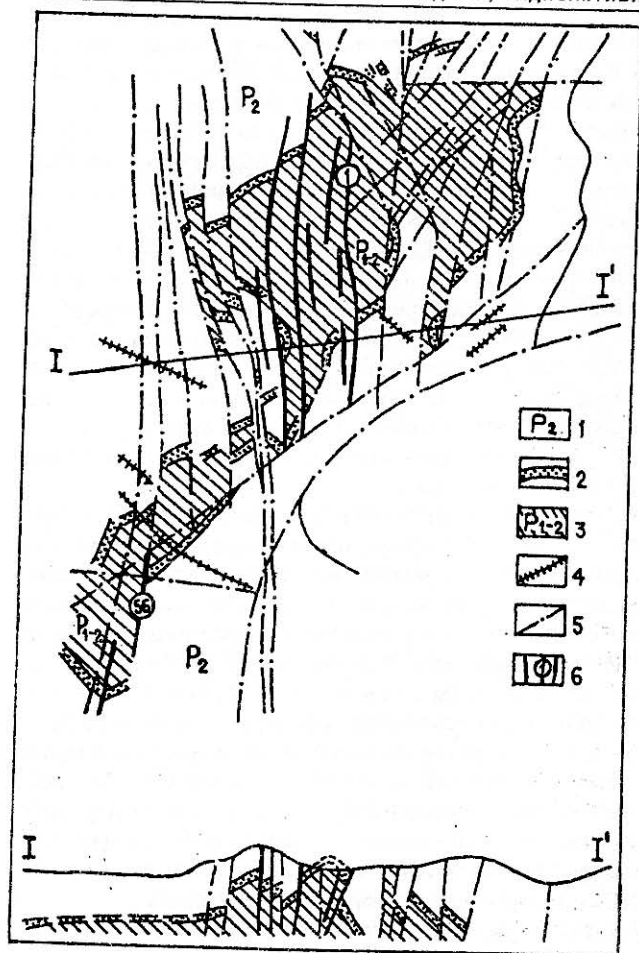


Рис. 5.16. Схематическая геологическая карта и разрез Нежданнинского месторождения.

По А.В. Волкову.

1 - Менкеченская свита; 2 - маркирующий пласт песчаников; 3 - Дыбинская свита; 4 - дайки диоритовых порфиров и лампрофиров; 5 - разломы; 6 - рудные зоны и их номера

до 100 м и сопровождаются вкрапленным оруденением в сульфидизированных зонах дробления.

По М. М. Константинову и др. (1998), содержания тонкодисперсного золота в ранних генерациях пирита составляют 15–50 г/т и арсенопирита – 50–60 г/т.

Свободное золото на месторождении присутствует в виде двух генераций. Первая тесно связана с ранним сфалеритом, блеклой рудой, галенитом, булланжеритом. Поздняя связывается с ассоциацией переотложенных регенерированных минералов.

Преобладающая проба золота – 725–775. Крупность золота в золоторудных зонах дробления и в жильных телах – различная. В зонах дробления мелкое золото несколько крупнее.

Таким образом, учитывая, что в существенной части золота на месторождении Нежданнинское является тонкодисперсным, связанным, прежде всего, с арсенопиритом, присутствующим в значительном количестве, руды месторождения относятся к труднообогатимому типу. Среднее содержание золота в рудах месторождения составляет 5,1–5,8 г/т. Кроме золота, в рудах Нежданнинского месторождения присутствуют серебро, в среднем 30 г/т, и платина – 2–2,9 г/т.

Рудное тело № 1 приурочено к минерализованной зоне дробления. Прослежено по простиранию на 10 км, на глубину – 1,7 км. Падает под углом 70 градусов на запад. Имеет мощность до 40 м, а среднюю – 14 м, по серии субширотных разломов разбито на ряд блоков. Внутри рудного тела наблюдается изменение его морфологии и вещественного состава.

В отдельных, преимущественно верхних частях зоны, рудное тело представлено вкрапленными золотоносными сульфидами и не содержит кварцевых прожилков. Затем в рудной зоне появляются иногда многочисленные мелкие кварцевые прожилки (1–3 мм) с сульфидной минерализацией, которые сменяются рудными кварцевыми жилами. Однако прямой связи степени окварцевания с содержаниями золота нет.

Это тело, как и остальные, присутствует в зоне дробления с вкрапленностью золотоносных сульфидов. Вкрапленный тип метасоматических руд изучен пока очень слабо, хотя в них, очевидно, содержится не менее 30% запасов золота. Метасоматиты относятся к березитам. Они образуют ореолы мощностью

Наталкинское месторождение является одним из старейших коренных месторождений золота Северо-Востока России. Оно обрабатывается с начала 40-х годов, и уже дало около 100 тонн золота. Оставшиеся запасы оцениваются Фирсовым Л. В. и Константиновым М. М. и др. (1998) в 250 т, т.е. общие запасы золота на месторождении составляют более 350 т.

Месторождение располагается в юго-восточной части Верхоянской складчатой области, включающей такие известные месторождения золота, как Школьное, Ветренское и др.

Наталкинское рудное поле имеет площадь около 40 кв. км. Оно складывается пермскими отложениями двух свит-эффузивно-осадочной и углисто-глинистосланцевой, имеющими общую мощность около 2 км. Эти отложения прорываются редкими дайками дорудного возраста: лампрофиров и диоритовых порфиров. Оруденение непосредственно контролируется системой продольных сложносопрягающихся крутопадающих разрывов.

Рудные тела не имеют четких границ. Они представлены линейными зонами мощностью 10–15 м, состоящими из системы прожилков и прожилково-вкрапленной минерализации. Мощность отдельных кварцевых прожилков обычно около 5 мм, иногда до 30 мм. На 1 пог. м пересечения зоны количество таких прожилков составляет от 5–10 до 50 шт.

Для месторождения характерно наличие рудных столбов, образование которых связано с ветвлением, пересечением и изгибами рудоконтролирующих тектонических нарушений, с которыми связаны рудоносные зоны, часть рудных столбов связана с пересечениями зон с дорудными дайками. Отмечается также важное значение литологического контроля оруденения, связанного с наличием контакта пород двух свит, представленных вулканогенно-осадочными и углисто-глинистыми породами. А. В. Волков (1989) отмечает, что в составе руд Наталкинского месторождения резко преобладает кварц, подчиненное значение имеют альбит, ортоклаз, карбонаты. Широко распространены – серицит и хлориты. Из рудных минералов постоянно присутствуют – арсенопирит, пирит, самородное золото, галенит, пирротин, спорадически отмечаются – шеелит, касситерит, ильменит, рутил, сфалерит, халькопирит, электрум. Золото тесно ассоциирует с кварцем и сульфидами. Наиболее часто встречающееся золото имеет крупность 0,2–0,5 мм, иногда до 2 мм. Проба золота – 620–800, в среднем – 750.

Помимо свободного золота заметную роль играет тонкодисперсное золото, связанное с мелкозернистыми игольчатым арсенопиритом и кубическим пиритом. Количество арсенопирита в рудах в среднем составляет около 2%.

Среднее содержание пирита, который иногда замещает арсенопирит и образует в нем тонкие включения, составляет до 1%. Эти сульфиды, образованные в раннюю стадию минералообразования, содержат тонкодисперсное золото. Свободное золото, тесно ассоциирующее с полиметаллами, образуется в позднюю рудную стадию.

Вместе с этим на месторождении выявлена заметная положительная связь содержания в рудах арсенопирита, золота и галенита. Наиболее характерной для руд является прямая корреляционная связь содержания золота в рудных столбах с количеством кварцевых прожилков. С глубиной отмечено увеличение арсенопирита и уменьшение пирита.

Таким образом, важной особенностью является присутствие в рудах в количестве 10–20% тонкодисперсного золота, связанного с ранними игольчатым арсенопиритом и пиритом. Отмеченная особенность Наталкинского месторождения подтверждается данными о результатах переработки его руд, осуществляемой на ЗИФ им. Матросова, где извлечение золота из перерабатываемых на ней руд составляет всего 77%.

Эти значительные потери золота, очевидно, связаны с соответствующим количеством отмеченного выше тонкодисперсного золота. Из вышесказанного следует заключение, что очевидно, за 56 лет эксплуатации Наталкинского месторождения на нем скопились огромные отвалы хвостов обогащения и забалансовых руд, которые характеризуются значительными остающимися в них содержаниями золота, вероятно более 1–2 г/т.

Основная часть золота, ранее упорного, находящегося в сульфидах, после их окисления в лежалых отвалах вскрывается и становится пригодной для повторного извлечения, например по одному из вариантов метода кучного выщелачивания.

В последнее время в рудах Наталкинского месторождения, как и в ряде других золоторудных месторождений, залегающих в черных сланцах, выявлено повышенное содержание платиноидов.

По данным Н. И. Горячкина и др. (1999), средние содержания в его рудах платины составляют 2,9–3,2 г/т и палладия – 0,5–0,7 г/т.

Месторождение Майское (Чукотская АО) приурочено к южной части Паляваамского синклинория, ограниченного поперечными глубинными разломами и сложенного мезозойскими складчатыми углеродисто-песчано-глинистыми и карбонатно-терригенными осадками. Месторождение залегает в пределах купольного поднятия, характеризующегося длительным развитием. В ядре купола выходят песчано-сланцевые отложения среднего триаса. В меловое время в районе происходило мощное развитие магматических процессов, которым придается рудогенерирующее значение. Сначала внедряются гранитные интрузии, массивы грано-диоритов и кварцевых монзонитов, затем малые интрузии и субвулканические тела субшелочного состава и связанные с ними андезитовые покровы. В верхнем мелу образуются локальные покровы липаритов и многочисленные дайковые тела трахибазальтов, андезитов и гранит-порфиров. Дайки слагают около трети площади месторождения. Они имеют в основном субмеридиональное простирание и юго-восточное падение с углами 50–70%. Мощность даек – от первых до 50 м. В центре месторождения залегает клиновидное тело взрывчатых брекчий. Дайки сопровождаются незначительным ороговикованием пород. В центральной части площади месторождения развиты рудовмещающие кварц-серицитовые метасоматиты.

На месторождении известно более 40 рудных тел, в основном – слепых. Длина рудных тел – 400–1200 м, вниз по падению они не оконтурены. Средняя мощность рудных тел – около 2 м. Среднее содержание золота – 12 г/т. Минерализованная зона протягивается по простиранию на 6–8 км.

По данным Волкова А. В. и Симкина Г. С. (1981), основные золоторудные залежи тонковкрапленных руд приурочены к системе крутопадающих субмеридиональных разрывных нарушений.

Вмещающие породы – аргиллиты, алевролиты, углеродистые сланцы.

Рудные залежи представляют собой минерализованные зоны, насыщенные тонкой вкрапленностью золотоносных пирита и арсенопирита. Они состоят из серий кулисообразных рудных линзовидных тел, выделяемых по данным опробования.

Во вкрапленных и прожилково-вкрапленных выделениях в рудах присутствуют пирит и арсенопирит (в 2–3 раза меньше), общее количество которых составляет до 8–12%. В них находится тонкодисперсное упорное золото, составляющее до 90% золота, присутствующего на месторождении. (Гаврилов А.М., 1981). Среднее содержание золота в монофракциях пирита – 60 г/т, а арсенопирита преимущественно игольчатой формы – 660 г/т. Среднее содержание в рудах углистого вещества – 0,3%, сурьмы – 0,2%, мышьяка – 1,5%, серебра – 4 г/т.

Процесс минералообразования на месторождении был длительным и сложным. Выделяют до четырех его стадий. В раннюю метаморфическую стадию образуется кварц-пиритовая ассоциация. В следующую редкометальную стадию образуются три минеральные ассоциации, разобщенные с золотым оруденением. Это кварц-серицитовая, молибденит-кварцевая и редкая – вольфрамит-кварцевая. Далее следует основная – золоторудная стадия, накладывающаяся на все магматические породы. В эту стадию образуются пирит-арсенопиритовая ассоциация с тонкодисперсным золотом и кварц-серебро-полиметаллическая ассоциация, включающая полиметаллические сульфиды, сульфид-антимониты, шеелит, касситерит, висмутин и некоторое количество свободного золота, имеющего пробу от 880 до 920. В последнюю стадию, проявленную в прожилках, пересекающих все предыдущие образования, выделяется кварц-антимонитовая ассоциация, тоже иногда включающая мелкое свободное золото пробы 950.

В верхней части до глубины порядка 100 м руды месторождения в значительной степени окислены. При этом отмечается увеличение размера выделений золота (0,01–0,1 мм и выше) и возрастание его содержания до 22 г/т.

Несмотря на технологически неблагоприятный состав оруденения с преимущественно субмикроскопическим упорным золотом, находящемся в основном в арсенопирите, в связи с большими подсчитанными запасами (около 300 т) и достаточно высокими содержаниями золота сейчас создана совместная компания по освоению этого месторождения и ведутся подготовительные работы для этого.

Олимпиадинское месторождение расположено в Северо-Енисейском районе в области протерозойской складчатости, обрамляющей на юго-западе Сибирскую платформу.

Ранее этот золоторудный район был известен своим крупным Советским месторождением, относящимся к золото-кварцевому типу убогосульфидных руд со свободным золотом. В 60 км к югу от него открыто новое крупное месторождение Олимпиада.

Начало режима геосинклинального развития района относится к протерозою, затем следует платформенный, а в рифее и венде вновь геосинклинальный и орогенный режимы развития области. В период верхнепротерозойской складчатости сформировались основные складчатые сооружения северо-западного простирания. С северо-востока на юго-запад выделяются Ангаро-Питский синклиниорий, граничащий с Сибирской платформой, Панимбинский и Центральный антиклинорий и Ангаро-Тейский синклиниорий. К краевой части миеосинклинальной зоны приурочены месторождения Советско-Эльдорадинской группы. К юго-западу от них в зоне сочленения Центрального и Панимбинского антиклинориев локализуется Олимпиадинское рудное поле. Расстояние между этими полями 30–50 км. Важная роль в формировании складчато-разрывных структур, становлении гранитоидных батолитов и образовании золоторудных месторождений принадлежит двум крупным зонам разлома северо-западного простирания Таттарской и Ишимбинской.

Рудовмещающей является сланцевая толща, представленная типичными метаморфическими породами зеленосланцевой фации.

Сланцы смяты в серию складок, образующих Центральную гребневидную антиклиналь субширотного направления и причленяющиеся к ней с севера и юга синклинали. На северо-западе и юго-востоке границы рудного поля ограничивают крупные интрузивы гранитоидов: Тейский и Чаримбинский.

Месторождение Олимпиада приурочено к ядру антиклинали, к ее переклинальному замыканию. Размещение золоторудной минерализации определяют разрывные нарушения северо-восточного-субширотного простирания. Важную роль в перераспределении первичных рудных скоплений имели мел-палеогеновые коры выветривания и процессы альпийской тектонической активизации.

В литолого-стратиграфическом разрезе вмещающих пород выделяют четыре пачки сланцев (снизу вверх): слюдисто-кварцевые, слюдисто-карбонат-кварцевые, углеродосодержащие мусковит-серицит-кварц-карбонатные, слюдисто-кварцевые. Рудные залежи приурочены к зоне контакта нижней пачки слюдисто-кварцевых сланцев с углеродосодержащими сланцами и карбонатными породами (рис. 5.17 а, б).

Положение рудных залежей определяется благоприятным сочетанием складчатых структур, разрывных нарушений, петрофизических и петрохимических свойств пород. Для рудовмещающей толщи характерны мелкие изолированные складки с пологонаклонными осевыми плоскостями и общая дисгармоничная складчатость. Кроме крутопадающих разломов, здесь широко проявлены согласные межпластовые срывы, зоны рассланцевания пород, трещины кливажа, площадная и приразломная трещиноватость.

В рудовмещающей зоне контакта протяженностью около 2,5 км выделяются четыре рудных тела, три из них расположены на западном фланге, и одно, наиболее крупное, на восточном (рудное тело 4).

Все рудные тела приурочены к замковым частям или лежащим складкам, осложненным нарушениями.

Рудное тело 4 содержит около 90% всех запасов руд месторождения. В горизонтальном сечении оно имеет седловидную форму, размеры северной и южной ветвей составляют 520 и 340 м, при ширине 130–170 м, падение ветвей соответственно северное и южное под углами 60–80 градусов.

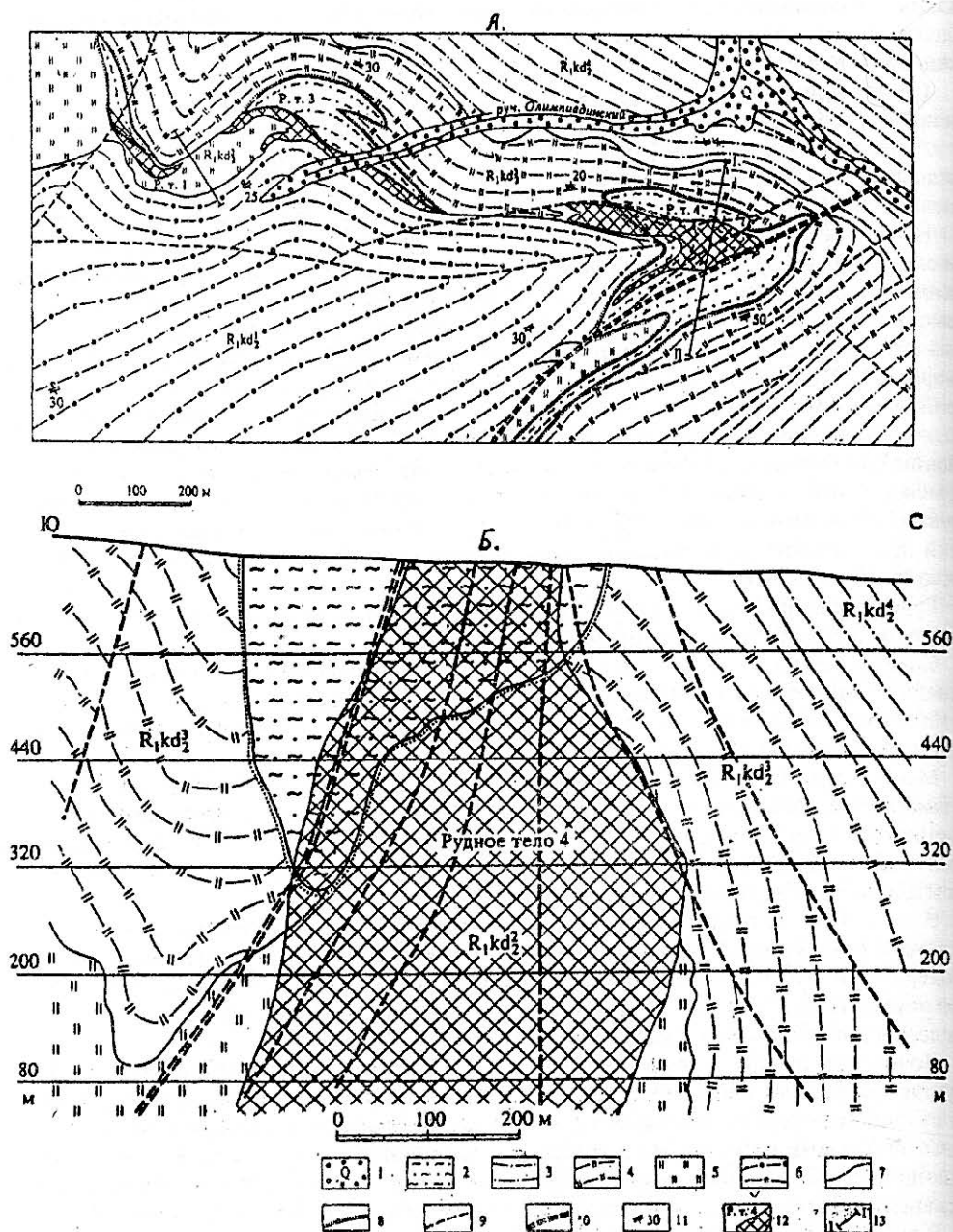


Рис. 5.17. Геологическая карта (А) и разрез по линии I-II (Б) месторождения Олимпиада.

1 – аллювиальные четвертичные отложения; 2 – образования коры выветривания; 3 – верхняя пачка слюдисто-кварцевых сланцев; 4 – пачка углеродосодержащих сланцев и метасоматов; 5 – пачка карбонатосодержащих пород и метасоматов; 6 – нижняя пачка слюдисто-кварцевых сланцев; 7 – геологические границы; 8 – границы линейных кор выветривания; 9 – тектонические нарушения; 10 – Главный разлом; 11 – элементы залегания сланцеватости; 12 – рудные тела; 13 – линии разрывов.

Осевой раздвиг имеет трубообразную форму. На глубину оруденение прослеживается на 780 м. Площадь его на поверхности 45 000 м². (Генкин А. Д., 1994)

В рудном теле золото распределено относительно равномерно при средних содержаниях около 4 г/т и максимальных 84 г/т. Почти вся площадь рудного тела на поверхности охвачена корой выветривания, развитой до глубины около 300 м. В коре выветривания по рудному телу содержание золота возрастает до 10,8 г/т, достигая на отдельных участках 447 г/т.

На глубину кора выветривания распространяется лишь в юго-восточной части рудного тела и с глубиной 120 м постепенно выклинивается.

На месторождении выделяются два типа руд: первичные вкрапленные золотосульфидные упорные и руды коры выветривания – обогатимые.

Первичные руды представлены слюдисто-кварц-карбонатными и углеродосодержащими кварц-карбонатными метасоматитами. Кварц и кальцит являются основными минералами измененных пород. Сульфидная минерализация представлена вкрапленностью и редкими прожилками пирротина, арсенопирита, реже встречаются пирит, шеелит, антимонит, бартерит. Общее количество сульфидов в рудах 3–5% при содержании мышьяка 0,1–1,2%. По геохимическому составу руды относятся к золото-мышьяк-сурьмяному типу. Выделения самородного золота – мелкие около 10 мкм, такое золото относят к тонкодисперсному и пылевидному классам. Золото установлено в сочетании с арсенопиритом и кварцем, реже с пиритом, марказитом, антимонитом, карбонатами. В большинстве случаев оно высокопробное – 910–990.

Руды коры выветривания представляют собой желто-бурые пористые рыхлые слюдистые песчано-глинистые породы, сохраняющие текстурные особенности сланцев и метасоматитов. В их составе преобладают кварц, слюда и глинистые минералы. Содержание рудных минералов составляет около 10% общей массы. Большая часть золота связана с гидрооксидами железа. Золото в основном – мелкое и тонкое гранулометрического класса 0,074 мм. Попутным компонентом в окисленных рудах является агрегат мелкой слюды, возможной для использования в гидропонике и др.

5.4. Золотосеребряные месторождения вулканоплутонических поясов

Вулкано-плутонические пояса являются крупными планетарными структурами Земли, приуроченными к краевым частям континентов (Охотско-Чукотский пояс, Хоккайдинский, Мексиканский и др.). Их положение контролируется в основном продольными разломами в консолидированных складчатых областях с протяженными вулканическими депрессиями молодого – мезо-кайнозойского возраста.

Оруденение связано с вулканическими кальдерами и цепочками трубчатых тел, в том числе имеющих взрывной характер, и с сопровождающими их гиабиссальными интрузиями. Преобладающими являются андезитовые и андезит-липаритовые формации гранитоидов.

Оруденение локализуется в основном в нижних частях вулканогенного этажа. Оно тесно связано с вулканическими структурами и последующими разрывами и сопровождается предрудными пропилитизацией и аргиллизацией, сменяющимися на глубину более высокотемпературными изменениями пород – ороговикованием, грейзенизацией и др.

Оруденение вулканоплутонических поясов представлено зональным рядом формаций – серебро-полиметаллической, в том числе оловоносной, серебряной и золотосеребряной.

На территории России крупные месторождения этого типа группируются в пределах Охотско-Чукотского вулканического пояса. Они образуются в близповерхностных условиях и генетически связаны с андезит-дацитовыми магмами и, в основном, наземным вулканизмом. Широко развиты процессы предрудной пропилитизации, околорудные изменения проявлены в виде окварцевания, серицитизации, развиты гидрослюды и глинистые минералы. Для руд типичны полосчатые, кокардовые, друзовые текстуры, однако наряду с ними весьма обычно наличие и метасоматических залежей. Процесс рудообразования проходил многостадийно, часто отчетливо выражено телескопирова-

ние минеральных ассоциаций. Золото в пределах рудных тел бывает распределено крайне неравномерно. Для многих месторождений характерно проявление нескольких продуктивных минеральных ассоциаций. По составу выделяют золотосеребряные, золото-теллуридные, серебряные и золотые руды.

Наиболее крупными в пределах Охотско-Чукотского ВПП являются существенно серебряные и серебро-золоторудные месторождения Дукат, Кубакинское; в пределах Сихотэ-Алиньского ВПП – Многовершинное; а на Камчатке – Аметистовое.

Месторождение Многовершинное располагается на северном окончании Восточно-Сихотэ-Алиньского ВПП, наложенного на мезозойские осадочные складчатые образования Восточного Приморья. Оно приурочено к андезитоидной вулканической постройке, выполняющей локальную депрессию, вытягивающуюся вдоль контакта крупного гранитоидного массива. Граница тектонических блоков вулканоплутонической депрессии, сложенной мел-палеоценовыми вулканитами, и вышеназванного эоценового гранитоидного массива отчетливо контролирует положение Многовершинного рудного поля. Это рудное поле протягивается по системе рудоносных разломов северо-восточного направления на расстояние до 15 км, имея ширину около 8 км. Рудное поле включает три основные параллельные северо-восточные рудные зоны, располагающиеся на расстоянии около 1,3 км одна от другой: Главную (на юго-востоке рудного поля, ближе к массиву гранитоидов), Промежуточную (в середине) и Медвежью (на северо-западе). Эта основная система разломов северо-восточного направления является рудоносной. Она имеет крутое северо-западное падение и, очевидно, наследует подновленные разломы фундамента и мезозойского складчатого основания (рис. 5.18).

Важное значение также имеет присутствующая в районе сеть разломов северо-западного направления. Эти разломы вмещают дайки разного состава и контролируют линейные тела гранодиорит-порфиров. Позже в послерудный период эти северо-западные разломы претерпели подновление, в результате чего они отчетливо рвут и смещают все рудные зоны месторождения, расчленив их на отдельные рудные тела.

Смещение произошло по типу левостороннего сдвига с амплитудами до 200 м, поэтому эти разрывы определяют и разные величины эрозийного среза отдельных рудных тел месторождения, а следовательно и различие в вещественном составе их руд. Рудные тела месторождения залегают преимущественно в вулканогенных экструзивно-жерловых породах, реже – в покровных вулканитах, еще реже – в осадочных породах и в отдельных случаях – в дорудных трещинных интрузивах.

Отмечается сложное строение рудоносных зон месторождения. Вмещаемые ими рудные тела имеют жильную плитообразную форму. Они сложены гидротермально-метасоматическими образованиями, представляющими несколько минеральных комплексов. По данным М. М. Константинова и др. (1998), на месторождении выделяется три этапа минералообразования.

I этап является главным – золоторудным и включает два частично пространственно совмещенных продуктивных минеральных комплекса: кварц-адуляр-гидрослюдастый с продуктивной золото-халькопирит-блэкюрудной ассоциацией. II этап называют скарноидным, так как в это время происходит соответствующее преобразование карбонатов предшествующей ассоциации. III этап – кварц-турмалин-редкометалльный.

Гнездовидно-прожилковая минерализация двух последних этапов сопровождала пересекающие рудные тела поздние трещинные интрузии и дайки и накладывалась на руды первого этапа, вызывая их перекристаллизацию и замещение.

Последнее, очевидно, должно было приводить к разложению части теллуридов и других золотосодержащих минералов, вскрытию золота, т.е. к улучшению технологических показателей руд.

Рудные тела месторождения Многовершинное на 95–97% сложены кварцем, прочих жильных минералов – 2–4%. Количество рудных минералов составляет не более 0,5–1%. Это в основном, сульфиды – пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, иногда – пирротин и арсенопирит. В виде тонкой рассеянной вкрапленности отмечаются сульфосоли, теллуриды (гессит, петцит), селениды. Золото в основном присутствует в



Рис. 5.18. Схематическая геологическая карта и разрез Многовершинного рудного поля. По Э.П. Хохлову и др.

1 - Четвертичный аллювий; 2-3 - осадочные породы фундамента: 2 - нижнемеловые, 3 - верхнеюрские; 4-5 - верхнемеловые-нижнепалеогеновые вулканиды среднего состава: 4 - покровные, 5 - экструзивно-жерловые; 6-7 - палеоцен-эоценовые гипабиссальные интрузии: 6 - гранодиорит-порфиры, 7 - мондограно-диоритов, гранитов; 8 - разломы; 9 - рудные зоны: а - разведанные, б - не разведанные.

мелких свободных выделениях (проба 650-935) и в теллуридах. Серебро находится в теллуридах, блёклых рудах, примеси в сульфидах свинца, меди и др. Золотосеребряное отношение в среднем для месторождения составляет 1:1,7, но в отдельных рудных телах оно меняется очень сильно - от 1:0,2 до 1:13,6, что свидетельствует о присутствии на месторождении нескольких вещественно-минералогических и, вероятно, технологических типов руд. Это связано как со сложным многостадийным процессом рудообразования, так и с разным эрозионным срезом отдельных рудных тел, определяемым ступенчато-блоковым строением рудного поля. Последнее связано с разным подъемом и эрозией блоков по отдельным разломам северо-восточного и северо-западного направлений.

Среднее содержание золота в рудах месторождения составляет около 8 г/т. Многовершинная обогащательная фабрика дает 800-1000 кг золота в год. Сложный состав руд объясняет пока получаемое фабрикой невысокое извлечение золота - около 74%, которое необходимо увеличить. Основными разведанными на месторождении рудными зонами являются Главная и Промежуточная. Главная разбита северо-западными разрывами на 6 основных интервалов - рудных тел общей протяженностью около 3,3 км. Зона промежуточная включает более 10 интервалов - рудных тел общей протяженностью около 5 км. На глубину оруденение прослежено на протяжении нескольких сотен метров. Эти параметры оруденения определяют значительные масштабы запасов серебросодержащего золоторудного месторождения Многовершинное.

Золотосеребряное месторождение Дукат является единственным в России крупным существенно серебряным месторождением. Оно расположено в 350 км к северо-востоку от Магадана. Оработка его начала в 1976 году открытым способом.

Дукатский рудный район приурочен к поперечному ответвлению Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса, с которым связано проникновение андезит-риолитовых излияний глубоко вглубь континента.

Район представляет собой крупный вулканогенный прогиб, фундамент которого сложен дислоцированными терригенными миогеосинклинальными отложениями верхоянского комплекса. В прогибе выделяется ряд нижнемеловых депрессий, выполненных слабо дислоцированными осадочно-вулканогенными образованиями.

Вулканогенная толща представлена риолитами (вверху) и их игнимбритами (внизу). Между ними присутствуют горизонты сланцев с конгломератами в основании. Эта вулканогенная толща прорывается субвулканическими телами риолитов. В центральной части депрессии эти породы образуют куполовидную структуру площадью 5–8 км², к северному флангу которой приурочено месторождение Дукат. Вышеназванные породы перекрываются верхнемеловыми андезитами и их туфами, вверх по разрезу сменяющимися риолитами и их игнимбритами (рис. 5.19).

Месторождение представлено системой минерализованных разрывных нарушений субмеридионального и северо-западного направлений, которые разделяют куполовидное поднятие на ряд блоков. С основными крутопадающими рудоносными разрывами сопряжены их более пологие ответвления. Разрывы – малоамплитудные (10–40 м). М.М. Константиновым выделяются два типа рудных тел. Первый тип представлен минерализованными зонами мощностью 10–20 м и протяженностью по простиранию на 300–1200 м. Зоны включают 1–2 стволовых жилы мощностью до 3–5 м, сопровождающиеся прожилковым оперением.

Мощность промышленного оруденения составляет 1–3 м, при той же, что и зоны, протяженности.

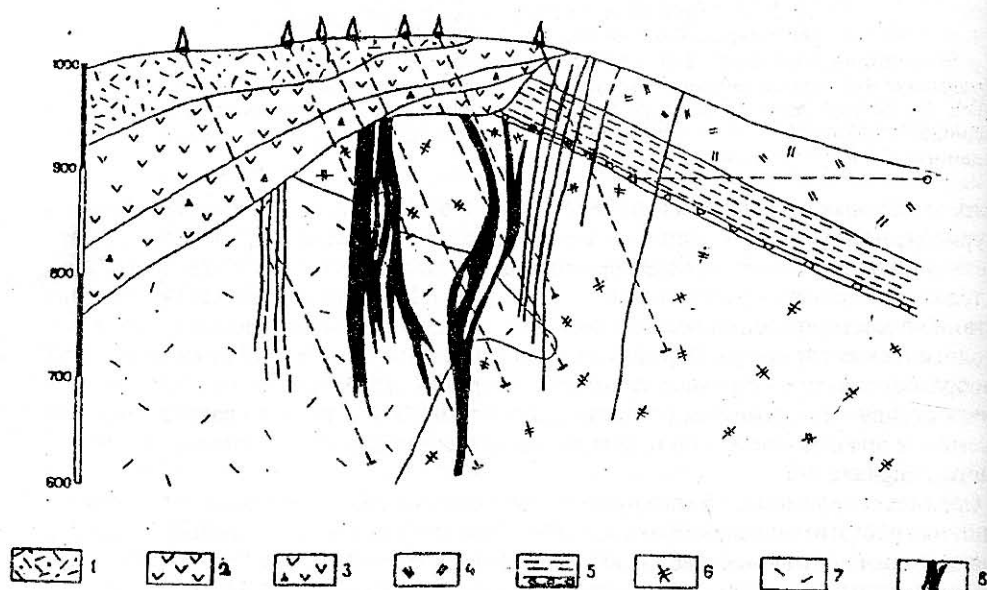


Рис. 5.19. Разрез через западный фланг Дукатского месторождения (участок Смелый).

1 – позднемеловые игнимбриты риолитов; 2 – позднемеловые андезиты; 3 – туфобрекчии андезитов; 4 – раннемеловые риолиты; 5 – глинистые сланцы с базальными конгломератами; 6 – раннемеловые игнимбриты; 7 – субвулканическое тело позднемеловых риолитов; 8 – серебро-кварц-родонитовые рудные тела.

Второй тип рудных тел представлен жильными телами, мощность которых составляет 0,5–2 м и протяженность – 200–300 м. Жильные тела имеют резкие четкие контакты. Изменения вмещающих пород проявляются в их пропилитизации и адуляризации.

Жилы выполнены кварцем, родонитом, адуляром, альбитом, кальцитом, иногда крапленым гранатом.

Главные рудные минералы: акантит, самородное серебро, электрум, сульфосили серебра, сульфиды полиметаллов. Выделяются три основные продуктивные минеральные ассоциации: серебро-кварц-сульфидная; адуляр-кварц-серебряная, серебро-кварц-родонитовая. Золотосеребряное отношение в кварц-адуляровых рудах составляет 1:340, а в кварц-родонитовых – 1:550.

Установлен позднемеловой возраст оруденения, рудные тела пересекаются палеогеновыми дайками базальтов.

Указанный сложный состав руд и крупные масштабы оруденения связаны с проявленным на месторождении длительным периодом рудообразования (84–74 млн. лет). По данным Б. И. Беневоляского (1995), руды месторождения Дукаут перерабатываются на Омсукчанской обогатительной фабрике, которая в 1992 году дала 349 кг золота при среднем его содержании 0,94 г/т и высоком извлечении из руд – 86,6%. Данные о производстве серебра из руд месторождения Дукаут у нас отсутствуют.

Месторождение Кубака располагается в юго-восточной части Омолонского среднего массива к северо-востоку от г. Магадана. Этот район испытал сначала раннюю – средне-верхнедевонскую-нижнекарбоновую активизацию с образованием субвулканических интрузий и вулканогенных осадочных толщ кислого и среднего состава, а затем после длительного перерыва в мезо-кайнозойский этап в нем вновь произошло оживление магматической деятельности, связанной с формированием Охотско-Чукотского вулканического пояса. С этим последним этапом связано образование основного золотого оруденения района. В связи с такой сложной историей развития сформировалась своеобразная пластинчато-надвиговая структура района месторождения.

По Яновскому В. М. и др. (1998) площадь Кубакинского рудного поля сложена серией из пяти крупных блок-пластин, соприкасающихся по пологим (углы 10–40 градусов) надвигам северо-восточного простирания и вытягивающихся в этом же направлении. Древнейшие породы архейского метаморфического и магматического комплексов и нижнепалеозойские метаморфические породы фундамента Омолонского массива выходят на поверхность в пределах средней блок-пластины, представляющей центральную антиклинорную часть рудного поля. Пластины, залегающие по обе стороны от этой центральной блок-пластины, слагаются толщами средне-верхнедевонских вулканогенных и субвулканических риодацитов, трахириолитов, их туфов, туфопесчаников и туфоконгломератов. В северо-западной из этих пластин присутствует серия поперечных к направлению пластин и образующих их надвигов крутопадающих северо-западных разрывов и зон дробления, которые контролируют и вмещают оруденение месторождения Кубака.

Таким образом, оруденение связано с сопряжением крутых северо-западных рудонесных тектонических зон с пологими надвиговыми северо-восточными нарушениями, игравшими роль экранов.

Рудные тела месторождения имеют вид жильных и жильно-прожилковых зон, веерообразно разветвляющихся вверх по восстанию. Они залегают преимущественно в девонских вулканитах и туфогенно-осадочных породах.

Вышележащие по разрезу нижнекарбоновые глинистые сланцы и алевролиты, насыщенные силами долеритов, выходят в основном в крайней северо-западной блок-пластине вне рудоносной площади.

Мел-палеогеновые вулканогенные породы и гранитоиды, связанные с развитием Охотско-Чукотского вулканического пояса, развиты к югу, северо-западу и востоку от месторождения в 17–40 км от него.

Данные абсолютной геохронологии свидетельствуют о наличии на месторождении разновозрастных минеральных образований, соответствующих диапазону от раннего карбона до позднего мела. Однако комплекс геологических, вещественно-минералогических и геофизических данных свидетельствует, что главный этап золотокварцевой и золото-адуляр-кварцевой минерализации месторождения Кубака относится к меловому периоду и связан с развитием Охотско-Чукотского пояса.

Система рудных зон месторождения протягивается в северо-западном направлении на 1,5 км при средней мощности рудных тел в 15–20 м, протяженность их по простиранию достигает 200–300 м. Жильные минералы руд представлены кварцем, адуляром, гидрослюдами, карбонатами, халцедоном, флюоритом. Главные рудные минералы – электрум, самородные золото и серебро, кюстелит, пирит. Околорудные изменения представлены адуляр-кварцевыми, хлорит-гидрослюдисто-кварцевыми карбонат-гидрослюдисто-хлоритовыми метасоматитами. Продуктивная минеральная ассоциация представлена названными рудными минералами с гидрослюдами, карбонатами, адуляром и кварцем. Среднее содержание золота в рудах – 20–25 г/т, серебра – 20–40 г/т. Золотосеребряное отношение изменяется от 1:1 до 1:2. Золото преимущественно мелкое, размером в тысячные и сотые доли мм. На месторождении работает обогатительная фабрика, показатели извлечения золота составляют 85%. Создано АО “Омолонская золоторудная компания”, которая резко увеличила добычу металла, составившую в 1997 г. 9 тонн.

6. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОБЛАСТЕЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Своеобразными геотектоническими элементами земли являются внутриконтинентальные области тектоно-магматической активизации (ТМА). Особенности их формирования включают проявление комплекса наложенных тектонических и магматических процессов, ведущих к структурной перестройке отдельных фрагментов древних платформ, консолидированных складчатых областей и платформенного чехла.

В результате этих процессов происходит образование группы важных, в том числе уникальных, месторождений описываемой группы.

Процессы ТМА проявились в различные периоды развития жестких геотектонических блоков Земной коры от протерозоя до кайнозоя. С внедрением в пределах Каапваальского кратона в южной Африке огромного массива магматических пород Бушвельдского комплекса связано образование крупнейшего в мире месторождения металлов платиновой группы.

На территории России более развиты процессы мезозойской ТМА. С ними связано образование крупных месторождений благородных, редких металлов и урана на Сибирской платформе, Алданском щите, в консолидированных складчатых областях Забайкалья.

Различие отдельных областей ТМА проявляется в особенностях состава их магматических формаций и преимущественном развитии интрузивного (Алданский щит) или интрузивно-эффузивного (Южное Забайкалье) магматизма.

6.1 Месторождения металлов платиновой группы в базит-ультрабазитовых интрузиях

В геотектонической обстановке областей ТМА сформировались два крупнейших в мире платиноносных района, которые определяют существующую сырьевую базу и добычу металлов платиновой группы (МПГ).

Месторождения Бушвельдского массива известны благодаря уникальным концентрациям хрома, титана и особенно МПГ. Бушвельдский сложный многофазный плутон располагается в южной части Африканской платформы, испытавшей тектономагматическую активизацию в раннем протерозое.

Массив внедрился в породы трансваальской серии нижнего протерозоя, представленные сланцами, доломитами, кварцитами, древними гранитоидами, имеющими абсолютный возраст 2500–2100 млн. лет. В эти породы в виде межформационной интрузии, как считали ранее в форме крупного – размером 440х280 км² лополита, внедрился Бушвельдский комплекс четко стратифицированных мафит-ультрамафитовых пород, имеющих абсолютный возраст 2095±24 млн. лет. Эти породы прорываются слагающими обширную центральную часть массива Бушвельдскими красными гранитами и сиенитами, возраст которых 1900–1800 млн. лет (рис. 6.1).

В связи с тем, что последние геофизические исследования не подтверждают наличие на глубине основной части Бушвельдского массива пород мафитового комплекса, внедрение последнего, возможно, происходило по крупной кольцеобразной структуре. Горизонты расслоенных мафит-ультрамафитовых пород, окаймляющих Бушвельдский плутон, полого наклонены к его центральной части под углом в 10–25 градусов.

Поздними – постбушвельдскими являются присутствующие внутри массива разрозненные изометричные трубообразные плутоны щелочных пород. В разрезе отчетливо расслоенных мафит-ультрамафитовых пород Бушвельдского комплекса снизу вверх выделяются следующие пять групп расслоенных пород, имеющих общую мощность более 8500 м. (рис. 6.2).

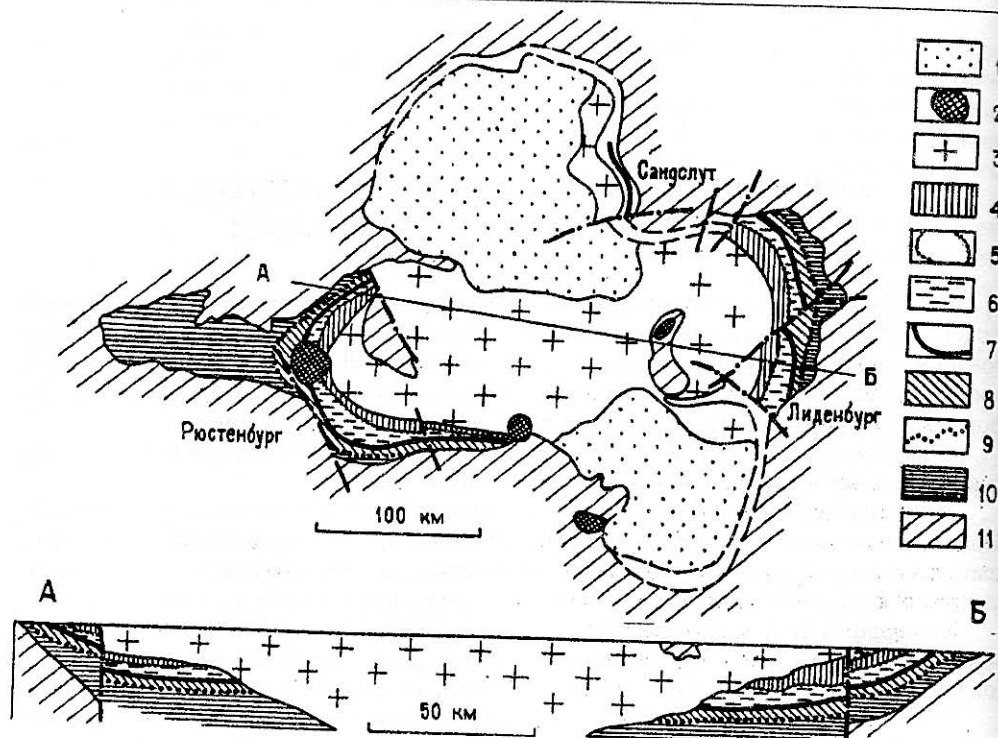


Рис. 6.1. Схематическая геологическая карта и разрез Бушвельдского магматического комплекса.

1 — палеозойские покровные породы систем Карру и др.; 2 — поздние интрузии щелочных пород; 3 — Бушвельдские красные граниты. Мафит-ультрамафитовые породы Бушвельдского комплекса: 4 — верхняя зона: ферродиориты, габбро, анортозиты, горизонты титаномагнетитов; 5 — главный титаномагнетитовый горизонт; 6 — породы главной зоны: нориты, габбро-нориты, анортозиты; 7 — риф Меренского — главный платинометалльный горизонт; 8 — породы критической зоны: нориты перемежающиеся с пироксенитами, дунитами, анортозитами, горизонты хромитов с МПГ; 9 — главный хромитовый горизонт; 10 — породы нижней зоны: ритмически переслаивающиеся горизонты пироксенитов и перидотитов; 11 — Трансваальская серия нижнего протерозоя: сланцы, доломиты, кварциты, древние граниты.

1. Нижняя группа, начинающаяся со сложенной норитами зоны “закалки” мощностью около 300 м, представлена ритмически переслаивающимися горизонтами пироксенитов и перидотитов (по 5–2 м мощности) общей мощностью около 1500 м. Для этой группы пород характерна непромышленная вкрапленность медно-никелевых минералов.

2. Переходная группа состоит из чередующихся горизонтов дунитов, перидотитов, пироксенитов, норитов с вкрапленностью хромитов преимущественно в верхней части разреза. Мощность — 200 м.

3. Группа, называемая “критической зоной”, начинающаяся с главного хромитового горизонта, представлена норитами с прослоями пироксенитов, дунитов, анортозитов. В верхней части этой группы залегает главный платиноносный горизонт — риф Меренского, а в 100–150 м ниже него — второй по значению платиноносный горизонт — УГ-2. Мощность этой группы — 1000 м.

4. Наиболее мощная главная группа пород, подразделяемая на четыре подгруппы. Породы также характеризуются четкой стратификацией выдержанных горизонтов норитов, габбро-норитов, анортозитов. Общая мощность пород этой группы — более 3500 м. В средней части разреза этой группы выделяется продуктивный платиноносный риф Бастард, а к её кровле приурочен главный титаномагнетитовый горизонт.

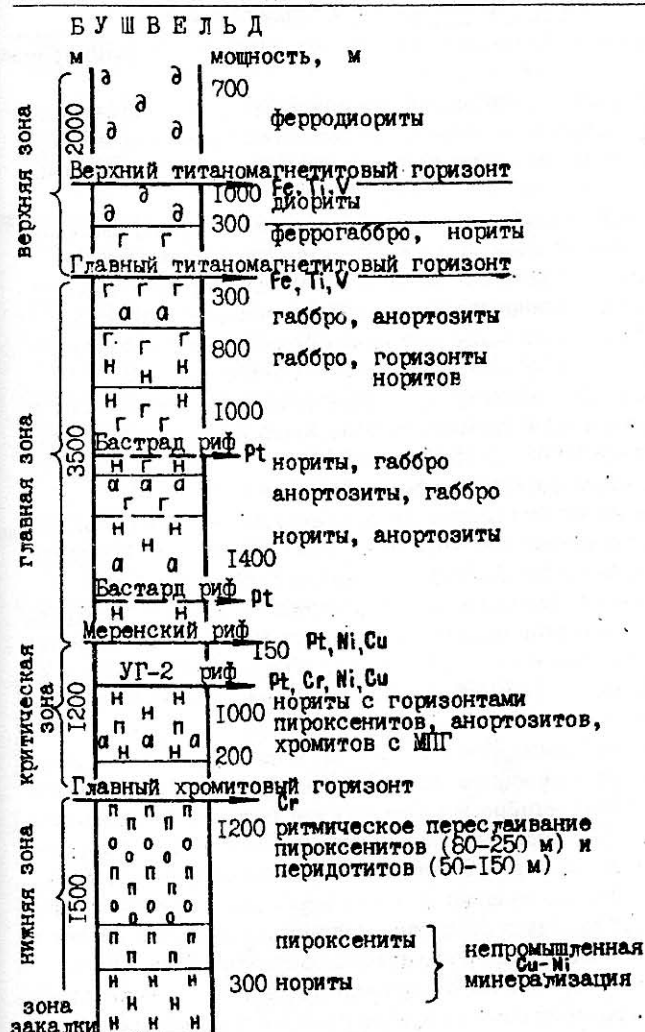


Рис. 6.2. Разрез слоистых мафит-ультрамафитовых пород Бушвельдского комплекса.

гочисленные оловянные и флюоритовые месторождения.

Выделяются два основных продуктивных платинометалльных горизонта, называемые рифами.

Риф Меренского является основным платинометалльным объектом этого района и крупнейшим в мире. Назван по имени геолога Ганса Меренского, который в начале 20-х годов открыл и разведвал расположенные в его пределах первые месторождения.

Риф Меренского залегает в верхней части критической зоны и имеет мощность платинометалльного горизонта 0,2–2,5 м, в среднем 0,6 м и по последним данным разведки, прослеживается на 140 км в западной части массива и на 90 км – в его восточной части. В основании горизонта залегают нориты, пироксениты с прослойками в 0,3–2,5 см хромита, выше – порфириновые и крупнозернистые пегматоидные пироксениты, тоже с прослойками хромита. Сульфидная платиноидная минерализация приурочена к прослоям хромита и их контактам с пегматоидным пироксенитом. Хромит, в отличие от рифа УГ-2, в рифе Меренского не является промышленным минералом. Среднее содержание МПГ и золота в рудах рифа Меренского составляет 3,2–7,3 г/т,

5. Верхняя группа, начинающаяся с маркирующего горизонта норитов, сложена габбро, ферродиоритами, анортозитами. Содержит до 26 горизонтов богатых высокованадиевых титаномagneтитовых руд мощностью 1–3 м. Общая мощность группы – около 2000 м.

Формирование Бушвельдского массива происходило длительное время и связано с активным поступлением мантийного вещества и его эволюцией во времени. Стратифицированные хромитовые, титаномagneтитовые и платинометалльные рудные горизонты, имеющие мощности от сантиметров до нескольких метров, уникально выдержанно прослеживаются по простиранию до 100–200 км. Метаморфизм пород проявлен слабо.

При различии взглядов на условия формирования Бушвельдского комплекса преобладает концепция его образования в едином процессе кристаллизационной дифференциации магматического расплава толеитовых базальтов.

Бушвельдские граниты рассматриваются в качестве более поздней фазы магматизма, с ними связаны мно-

до 22 г/т в среднем 6 г/т, в том числе платины — 3,45 г/т, золота — 0,3 г/т, отношение Pt:Pd=2,3:1.

Руды рифа Меренского образованы сульфидной вкрапленностью, представленной пирротинном, пентландитом, халькопиритом, а также магнетитом, хромитом и графитом. Сульфидов до 2–3%, иногда до 10%. Количество пирротина и пентландита примерно одинаково.

Платиноидные минералы концентрируются в сульфидных выделениях, имеющих размеры 100–50 микрон, изредка они устанавливаются в плагиоклазах и пироксенах.

Основные минералы — ферроплатина в ассоциации со сперритом, бреггитом, куперитом, высокоцитом, мончеитом и природными сплавами платиноидов. Характерным является преобладание в рудах рифа Меренского платины. Количественные соотношения отдельных металлов (%): Pt—59; Pd—23; Ru—8; Rh—3; Ir—1; Os—0,8; Au—5,2.

Риф УГ-2 протягивается на 250 км. Он приурочен к одному из хромитовых горизонтов и поэтому характеризуется повышенной промышленной хромитомосностью. Отличается неравномерными содержаниями МПГ — 3–10 г/т, в среднем — 6,6 г/т, в т. ч. Pt=3,05 г/т, отношение Pt:Pd=1,6:1. Мощность рифа УГ-2 менее выдержанная — 0,6–1,5 м.

Главными минералами рифа являются куперит, лаурит, бреггит, высокоцит и сплавы Pt-Fe. В рифе УГ-2 80% МПГ ассоциирует с сульфидами и 20% — с хромитом. Распределение МПГ и золота в рудах рифа (в%): Pt—45; Pd—14; Ru—8; Ir—2,5; Os—1; Au—1,5.

На севере Бушвельдского массива разведан сульфидизированный пласт Плэтриф, на котором закончено строительство крупного карьера Сандслут. В карьере добывается 2,5 млн. т комплексной руды в год и извлекается: 5,3 т Pt (2,12 г/т); 5 т Pd (2 г/т); 0,4 т Rh (0,16 г/т); 0,65 т Au (0,26 г/т); 3,8 тыс. т Ni (0,152%) и 2,1 тыс. т Cu (0,084%). Капитальные вложения составили 166 млн. долл.

Помимо основной платиноидной минерализации в описанных рифах в пределах Бушвельдского массива большое промышленное значение имели исключительно богатые платиновыми металлами крутопадающие *трубообразные тела* гортонолитовых дунитов района Лиденбурга. Эти трубообразные платинометалльные тела секут описанную расслоенную толщу магматических пород Бушвельдского массива в его центральной части. Они контролируются субмеридиональной зоной, пересекают породы критической зоны и только в ее пределах отличаются платиноносностью. Диаметр трубок в поперечном сечении до 20 м, по падению они протягиваются до глубин 300–500 м.

Центральная платиноносная часть трубок состоит из гортонолитового дунита с крупнокристаллической пегматоидной роговой обманкой, хромитом и сульфидами и окаймляется оливиновым дунитом и пироксенитом. Эти трубки рассматриваются как результат внедрения сильно флюидизированного рудно-силикатного мафического пегматоидного расплава. В составе их руд преобладает железистый оливин, присутствуют магнетит, хромит, флогопит, роговая обманка и металлы платиновой группы. Содержания МПГ максимальные — в верхней части трубок и в их центре, и они убывают вниз и к периферии. В средних частях трубок и в их центре средние содержания МПГ составляют до 30 г/т, а в отдельных случаях — до 100 г/т и более. Сейчас эти трубки уже отработаны.

В 1995 году на всех 9 шахтах и 2 карьерах (Сандслут и Пандора — на рифе Меренского в юго-западной части массива) из месторождений Бушвельдского массива было добыто 167,5 т МПГ (62,6% мировой добычи), в т.ч. 104,2 т платины (77,5% мировой добычи).

Вторым по своему значению источником получения металлов платиновой группы и первым по объему мировой добычи палладия является Норильский район.

Платинометалльные месторождения Норильского рудного района располагаются в области ТМА в Северо-Западной краевой части Сибирской платформы.

Эти месторождения относятся к важнейшей для России и одной из основных в мире по объему добычи платиновых металлов комплексной магматической платиноидно-медно-никелевой формации. Рудные залежи этих месторождений приурочены к нижним горизонтам расслоенных магматических интрузий долерит-габбро-норитового состава. Эти интрузии залегают в прорванной пермотриасовыми траппами платформен-

ной толще угленосных терригенных пород верхнего карбона-перми, которые вниз по разрезу переходят в карбонатные породы среднего-верхнего девона (рис. 6.3).

В структурном плане Норильский район, по Додину Д. А. и др. (1998), приурочен к узлу пересечения шовной структуры северо-западного окаймления Сибирской платформы с Норильско-Талнахским рифтовым трогом.

В пределах Норильского рудного района выделяются три прогиба, выполненные трапповыми вулканитами верхней перми-среднего триаса. Два обособленных значительных (порядка 200x100 км²) мульдообразных прогиба – меридиональный Норильский (на юге) и северо-восточный Хараелахский (на севере района). Третий прогиб располагается на востоке района в краевой северо-западной части крупной Тунгусской синеклизы. Эти мульдообразные прогибы выполнены траппами и разделяются поднятиями, сложенными вмещающими траппы породами, представленными терригенно-карбонатными отложениями палеозоя. Выполняющие прогибы траппы и реже – выходящие между ними осадочные породы палеозоя в пределах рудного района содержат рудоносные расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузии, которые контролируются субмеридиональными, реже северо-восточными и северо-западными разломами. О. А. Дюжиковым, В. В. Дистлером и Б. М. Струниным (1998) выделяются два основных магмо- и рудоконтролирующих разлома, определяющих положение известных сульфидоносных интрузивов и оруденения района. Эти субпараллельные разломы имеют близмеридиональное – северо-восточное простирание и находятся на расстоянии 60–70 км. Западный из них –

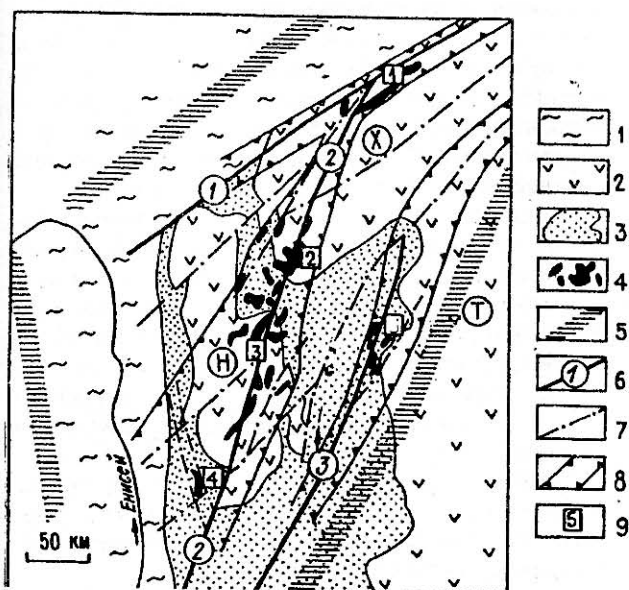


Рис. 6.3. Схема размещения рудных узлов Норильского района. По О.А. Дюжикову, В.В. Дистлеру и др., 1998.

1 – мезо-кайнозойские отложения Западно-Сибирской плиты и Енисейско-Хатангского прогиба; 2 – отрицательные структуры, выполненные вулканогенными трапповыми образованиями Р₂–Т₂; Х – хараелахская, Н – норильская, Т – западного борта Тунгусской синеклизы; 3 – положительные структуры, образованные осадочными отложениями Р₁–Р₂; 4 – базит-ультрабазитовые рудоносные интрузивы; 5 – глубинные разломы, ограничивающие Норильский рудный район; 6 – основные магмо- и рудоконтролирующие разломы: 1 – Северо-Хараелахский, 2 – Норильско-Хараелахский, 3 – Имангдинско-Летнинский; 7 – прочие разломы; 8 – рудные зоны; 9 – рудные узлы: 1 – Тальминский, 2 – Талнахский, 3 – Норильский.

Норильско-Хараелахский располагается вблизи оси залегающих вдоль него двух одноименных вышеозначенных трапповых мульд, а восточный – Имангдинско-Летнинский – вблизи западной границы траппового прогиба Тунгусской синеклизы. Связь с указанными разломами рудоносных интрузивов и вмещаемых ими рудных залежей подчеркивается их пространственным совмещением и линейной вытянутостью вдоль этих разломов.

Выявленная распространенность оруденения вдоль основной зоны Норильско-Хараелахского разлома составляет более 300 км. Эта основная зона включает Южно-Норильский и Норильский рудные узлы (на южном фланге) и Талнахский и Тальминский рудные узлы (на северном).

Ресурсы МПГ в основных комплексных сульфидных рудах норильского района, а также в менее известных малосульфидных собственно платинометаллических рудах Имангдинского и Южно-Но-

рильского узлов составляют несколько тысяч тонн. В настоящее время ведется отработка трех основных месторождений района – Норильск-1 и располагающихся в 30 км севернее – Талнахского и Октябрьского (рис. 6.4).

По данным РАО “Норильский никель” (“Известия” от 22 мая 1995 г.) и других источников, в последний период ежегодную добычу из комплексных руд этого района можно оценить следующими величинами: меди – 315 тыс. т (почти 50% меди России), никеля – 160 тыс. т (больше 70% добычи России), кобальта – 3 тыс. т (больше 90% добычи России), МПГ – около 70 т (примерно 26% мировой добычи), в том числе палладия – 45 т (около 60%), платины – 20 т и остальных МПГ, а также золота, серебра, селена, теллура и серы.

Основная добыча сейчас проводится на Талнахском и Октябрьском месторождениях. Как видно из рис. 6.4, эти месторождения связаны с единой Талнахской рудоносной интрузией и с одним основным контролирующим разломом. Затем после подновления этого разлома по нему же происходило смещение отдельных блоков интрузий и рудных залежей. Таким образом, эти месторождения представляют собой единое Талнахское рудное поле. Особенностью его положения является приуроченность к южной краевой части Хараелахской трапповой мульды в зоне протягивающегося сюда с юга, из Норильской мульды, Главного Норильско-Хараелахского рудоконтролирующего разлома. Этот разлом здесь сопровождается пликтивными и дизъюнктивными нарушениями высоких порядков. Значение этого разлома подчеркивается тем, что только в зоне его обнаруживаются промышленные залежи платиноидно-медно-никелевых руд. В строении

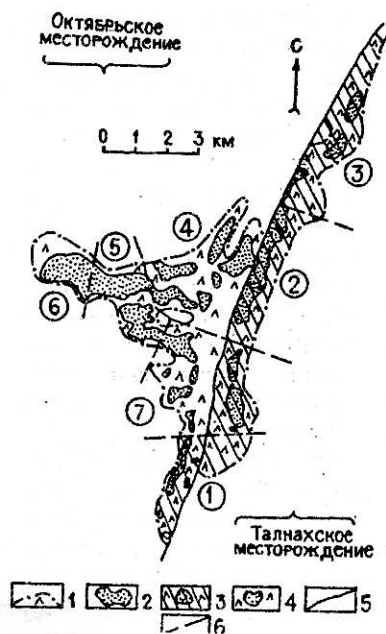


Рис. 6.4. Схема строения Талнахского интрузива.

1 – Талнахский интрузив и его скрытый контур; 2 – залежи богатых сплошных сульфидных руд; 3 – Талнахское месторождение; 4 – Октябрьское месторождение; 5 – главные разломы; 6 – границы полей отдельных рудников (в кружках: 1 – Маяк, 2 – Скалистый, 3 – Северный, 4 – Глубокий, 5 – Таймырский, 6 – Октябрьский, 7 – Комсомольский).

рудного поля участвуют следующие осадочные и вулканогенные образования (снизу вверх): сульфатно-карбонатные отложения нижнего-среднего девона (более 1000 м), карбонатные отложения верхнего девона (более 1000 м); терригенные осадки среднего карбона-верхней перми-угленосная тунгусская серия (более 500 м) и вулканогенные трапповые породы верхней перми-среднего триаса (2300 м).

Рудоносные интрузии района представлены силами и пологозалегающими корытообразными дифференцированными массивами оливиновых и оливинсодержащих габбро и долеритов. Интрузии состоят из ряда кулисообразных и преимущественно полойных линейно вытянутых вдоль разлома ветвей.

В вертикальном разрезе стратифицированных пород интрузива выделяются выдержанные серии пород (сверху):

- верхняя расслоенная серия – габбро-долериты, оливиносодержащие габбро, троктолиты с вкрапленным и прожилково-вкрапленным сульфидным платиноидно-медно-никелевым оруденением;

- нижняя расслоенная серия – контактовые долериты, оливиновые долериты с вкрапленным богатым и сплошным сульфидным платиноидно-медно-никелевым оруденением.

Талнахский интрузив прослежен вдоль меридионального разлома на 20 км и имеет ширину в среднем около 2,5 км, от 0,8 км до 7 км. К этому расширенному участку интрузива приурочены основные рудные залежи Октябрьского месторождения, расположенного в западном боку Норильского разлома.

В противоположном – восточном боку Главного Норильского разлома в основном расположены

рудные залежи Талнахского месторождения. Мощность Талнахского интрузива в среднем составляет около 100 м, изменяясь от 72 до 122 м. Сульфидное оруденение локализовано в нижней части разреза расслоенного интрузива и в зоне его нижнего экзоконтакта преимущественно в песчано-глинистых отложениях тунгусской серии. Контакты интрузива – резкие, изменения вмещающих пород проявлены в их хлоритизации, а в приконтактной части интрузии проявлена серицитизация.

Сырьевая база сульфидных руд основного Талнахского рудного узла включает три типа рудных тел. Тела 1-го типа сложены богатыми сплошными сульфидными рудами, залегающими в нижних частях интрузива и в его ближнем экзоконтакте. Тела 2-го и 3-го типов представлены вкрапленными и прожилково-вкрапленными рудами, залегающими в породах интрузии (2-й тип) и во вмещающих породах (3-й тип). На месторождении Норильск-1 из этих типов рудных тел в основном распространены руды 2-го типа.

Основная добыча осуществляется в основном из богатых руд 1-го типа. Обычное соотношение добычи руд указанных типов составляет: 1-й – 60%, 2-й – 30%, 3-й – 10%, что, по данным Додина и др. (1998), обеспечит работу Норильского комбината в течение 25–28 лет. Однако в дальнейшем это соотношение будет меняться, что отразится на снижении рентабельности предприятия. Это связано с тем, что в общем объеме рудных тел месторождений района доля руд соответствующих типов изменяется в других соотношениях: 1-го типа – 10%, 2-го типа – 70%, 3-го – 20%. Основные – сплошные богатые руды слагают около 10 крупных и несколько десятков мелких залежей Талнахского рудного поля. Эти залежи располагаются в плане цепочкой вдоль простирания интрузива и в его раздуве и в целом повторяют контур интрузива.

Форма этих рудных залежей – пластообразная, лентовидно-вытянутая и линзовидная с раздувами и пережимами, а в разрезе – линзовидная с апофизмами (рис. 6.5). Мощность залежей этой группы – от долей метра до 20–40 метров. Массивные сплошные руды переходят в прожилково-вкрапленные, относящиеся к 2-му и 3-му типам и имеющие мощность в десятки метров. Последние также слагают пластообразные и линзовидные залежи, контролируемые мощностью и протяженностью вмещающих пород определенного состава, чаще токситовых долеритов.

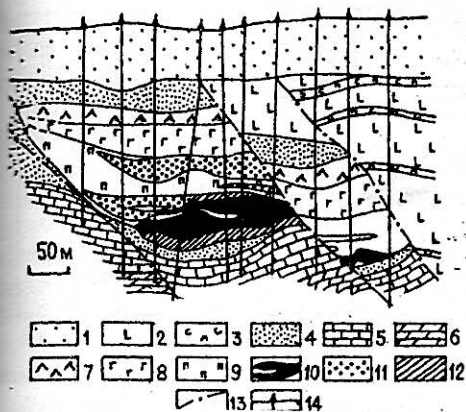


Рис. 6.5. Поперечный геологический разрез Талнахского месторождения.

1 – рыхлые отложения; 2 – базальты; 3 – туфы; 4 – угленосные песчано-глинистые отложения C_2-P_2 ; 5 – карбонатные отложения D_3 ; 6 – ангидрито-мергелистая толща D_2 ; 7–9 – габбро-долериты: 7 – безоливиновые, 8 – оливиновые, 9 – пикритовые; 10–12 – никель-медные руды: 10 – массивные, 11 – вкрапленные в интрузивных породах, 12 – вкрапленные в породах экзоконтакта; 13 – разрывные нарушения; 14 – скважины разведочные.

Минералогический состав руд описываемых месторождений определяет комплексный сульфидный платиноидно-медно-никелевый тип оруденения и характеризуется присутствием на месторождениях рудных залежей трех вышеописанных типов (табл. 6.1). Всего в рудах установлено более 150 минералов, в том числе 45 минералов платиновой группы. Во всех типах руд они присутствуют в собственных минералах МПГ, в виде твердых растворов в сульфидах или входят в кристаллическую решетку породообразующих минералов интрузива. Около 20 минералов МПГ впервые установлены в рудах Норильских месторождений, часть из них еще не имеет названия.

По данным Додина и др. (1998), платина и палладий в основном образуют собственные минералы. Родий, иридий, рутений, осмий и значительная часть палладия входят в сульфиды и иногда в оливин и магнетит.

Д. А. Додин и др. (1994) среди минералов МПГ выделяют три ведущие группы:

Таблица 6.1
Минеральный состав руд месторождений Норильского района, %

Типы руд	Сплошные сульфидные руды					Вкрапленные и прожилково-вкрапленные в экзоконтакты				
	пирротитовый	халькопиритовый	кубанитовый	талнахитовый	халькопиритовый	пирротитовый	халькопиритовый	халькопиритовый	валлеритовый	пирротитовый
Пирротит	60-65	0,1-10,6	5,1-7,9	-	-	12,8-23,8	1,3-2,3	-	4,8-5,4	0,1-0,6
Пентландит I	4,9-11,1	4,4-18,3	7,5-18	17,7	1,5	-	-	-	-	-
Пентландит II	1-3,4	0,1	сл. - 0,3	-	-	1,5-3,3	0,8-2,1	1,1	0,3-0,5	сл. - 0,1
Халькопирит и талнахит	6,5-11,6	6,5-66,7	8,6-18,1	61,5	4,9	4,9-7,8	17,6-22,1	0,6	0,2-1,0	0,7-2,6
Борнит	-	-	-	-	45,6	-	0,1	8,2	-	-
Кубанит	1,5-12,6	1,4-10,2	84-66,3	16,1	-	-	-	-	-	-
Халькозин	-	-	-	-	31,4	-	-	2,0	-	-
Магнетит	0,6-6,2	1,6-3,5	1,3-4,6	1,2	-	1,2-1,6	0,2-1,1	-	1,6-5,5	0,1-3,9
Валлерит	-	0,5	-	0,4	-	0,4-0,7	0,1-0,2	-	9,4-14,8	-
Пирит	0,1-0,6	0,3	0,1	-	-	0,5-0,7	0,3-0,6	-	6,2-10,3	12,2-13,8
Миллерит	-	-	-	-	1,8	-	-	-	-	-
Нерудные	5,5-7,0	3,6-12,8	2-2,6	2,2	13,1	62,8-78,0	72,6-75,4	87,5	62,7-77,3	79,1-86,8

По Д.А. Додину и др., 1994 г.

1) самородные МПГ и их сплавы друг с другом и с железом, никелем, медью, кобальтом; 2) интерметаллиды – соединения МПГ со свинцом, висмутом, теллуром, сурьмой, мышьяком; 3) сульфиды, арсениды и сульфидарсениды МПГ.

Пределы констант средних содержаний основных компонентов главных типов руд Норильского района представлены в таблице 6.2.

Таблица 6.2
Средние содержания основных компонентов главных типов сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд Норильского района

Типы руд	Средние содержания от - до %			Минеральные типы	Содержания, от - до, г/т								
	Cu	Ni	S		Pt	Pd	Rh	Jr	Ru	Os	Au	Ag	
Богатые сплошные - I	4-16	3-5	10-33	Пирротитовые	0,5-7,3	2,3-26,0	0,01-17,0	0,03-0,26	0,12-0,26	0,04-0,26	0,01-1,3	1,1-29,1	
				Халькопиритовые и талнахитовые	6,4-57,7	3,9-196,5	0,01-0,45	0,02-0,09	0,12-0,28	0,03-0,06	0,08-13,1	74,6-287,0	
				Кубанитовые	0,2-6,5	0,4-99,2	0,01-1,9	0,03-0,08	0,11-0,14	0,03-0,08	0,01-3,9	2,4-20,5	
Вкрапленные и прожилково-вкрапленные	0,6	0,3	1-3	Пирротитовые, кубанитовые, халькопиритовые	0,1-13,4	0,2-13,4	0,01-1,1	0,02-0,04	0,12-0,25	0,02-0,04	0,01-1,1	1,1-11,1	
				Пирротитовые, халькопиритовые, валлеритовые	0,4-7,3	1,2-34,6	0,01-0,21	0,02-0,04	0,11-0,3	0,02-0,08	0,01-10,0	0,8-17,6	

По Д.А. Додину и др., 1994 г.

По данным Т. Л. Евстигнеевой и А. Д. Генкина, в сплошных рудах присутствуют практически все известные в районе минералы МПГ. Однако в отдельных месторождениях они отмечаются в разных количественных соотношениях. Так, типичный для руд описываемого района минерал – тетраферроплатина практически отсутствует в богатых рудах Октябрьского месторождения, а на Талнахском месторождении сосредоточена большая часть свинцово-висмутовых интерметаллидов МПГ.

Относительная роль главных минералогических типов богатых руд Талнахского рудного поля и соотношение в них количеств отдельных МПГ показаны в таблице 6.3.

Выявляется увеличение количества минералов МПГ и размера их выделений в связи с ростом содержания в рудах меди. В частности, отмечается, что в богатых медью пудоранитовых рудах размер выделений минералов МПГ достигает миллиметра и более, известны зерна сперритита размером до сантиметров.

**Относительные количества главных минеральных
типов богатых руд Талнахского рудного поля
и присутствующих в них МПГ**

Минеральные типы руд	Их относительное количество, объемн. %	Соотношение МПГ, в % от их суммы					
		Pt	Pd	Rh	Jr	Ru	Os
Пирротиновый	54-100	14,8- 18,7	68,4- 78,6	3,2- 10,8	0,4- 1,6	0,9- 3,1	0,3- 0,7
Халькопиритовый	4-32	20,1- 22,8	76,9- 78,8	0,03- 0,06	0,0- 0,1	0,12- 0,8	0,04- 0,11
Кубанитовый	5-14	18,0- 22,7	73,5- 81,0	0,1- 2,8	0,0- 0,3	0,0- 0,5	0,0- 0,2

По Д.А. Додину и др., 1994 г.

Наибольший размер сростаний минералов МПГ характерен для краевых частей рудных тел, сложенных галенит-халькопиритовыми и галенит-борнитовыми рудами. Кроме собственных минералов МПГ, значительная их часть присутствует в рассеянном виде в халькопирите (2–50% всей платины и 9–12% палладия), пентландите (до 10% платины и до 90% палладия, изоморфно замещающего никель), пирротине (до 10% каждого), кубаните и магнетите (0–3%).

Сульфиды разных типов руд характеризуются разными содержаниями МПГ. В пирротиновых рудах платина находится в основном в сперрилите и интерметаллидах платины и палладия. В халькопиритовых рудах платина присутствует в тетраферроплатине, сперрилите, а палладий – в станно- и плюмбо-палладинитах. Для последнего типа руд характерно сложное сростание минералов МПГ, в том числе и с минералами золота и серебра. В пентландитах наблюдается максимальное содержание платины в халькопиритовых и кубанитовых рудах, а палладия – в пирротиновых и кубанитовых рудах. Для халькопиритов наибольшие содержания платины и палладия отмечаются в собственно халькопиритовых рудах. Магнетиты содержат максимальные концентрации МПГ в кубанитовых рудах.

Сплошные богатые руды Октябрьского месторождения, находящегося в широтном ответвлении Талнахского интрузива, примерно в два раза беднее платиной и палладием, чем аналогичные руды Талнахского месторождения, располагающегося непосредственно в зоне основного Норильско-Харалаелахского разлома. При этом относительные количества этих минералов остаются близкими. Количество родия, иридия и рутения, наоборот, увеличивается при снижении содержаний меди в рудах. Родий неравномерно входит в многие минералы, в том числе в обычно основные минералы руд – пирротин (30–50% родия, причем в основном в магнитный моноклинный пирротин) и пентландит (30–50%, где он изоморфно замещает кобальт), а также кубанит и магнетит. Распределение в рудах иридия в целом аналогично распределению родия.

Рутений и осмий в основных – пирротиновых рудах концентрируются во всех главных сульфидах. В отличие от родия отмечается обогащение осмием гексагонального пирротина (до 0,5 г/т). При обогащении сульфидных руд района в получаемых концентратах наблюдается сложное распределение МПГ, оставляющее широкие возможности совершенствования их извлечения. Большая часть платины, до 70% палладия и часть остальных МПГ переходят в медный концентрат. Меньшая часть платины, значительная часть палладия и других МПГ распределяются между следующими двумя концентратами – никелевыми (20% платины, до 80% палладия и меньшая часть остальных МПГ) и пирротиновым, в который переходят около 15% платины, до 70% палладия и большая часть остальных МПГ. Поэтому при переработке комплексных руд Норильского района технологические потери металлов, особенно сопутствующих и прежде всего – МПГ являются значительными.

По данным Додина и др. (1998), эти потери составляют: платины – 7–20%, палладия – 4–15%, родия и иридия – 7–40%, рутения и осмия – 14–80%. Эти значительные количества МПГ остаются в хвостах обогащения руд района.

Совершенствование технологии переработки руд позволит снизить эти потери и откроет возможность проведения доизвлечения части металлов, прежде всего – благородных, которая пока остается в хвостах обогащения.

Поэтому в прогнозные ресурсы МПГ Норильского района должны быть включены и скопившиеся за 30 лет работы комбината лежалые отвалы его хвостохранилищ.

Ресурсы МПГ в этих отвалах превышают 600 т, а их количественная характеристика позволяет включить получаемый из них новый платинометалльный концентрат в повторное введение в технологическую цепь Норильского комбината.

Описанные месторождения комплексных сульфидных руд Норильского района являются уникальными, как по сконцентрированным в них запасам МПГ, никеля, меди и кобальта, так и по содержаниям этих металлов в рудах.

Кроме основных запасов описанных сульфидных руд нижних горизонтов продуктивных интрузий района определенное значение будут иметь пока слабо изученные платиноносные хромитовые верхние горизонты этих интрузий, содержание МПГ в которых в 1,5–2 раза выше, чем во вкрапленных сульфидных рудах нижних горизонтов.

С учетом данных вышеуказанных исследователей можно привести следующие причины формирования уникальных рудоносных магм Норильского района и связанных с ним месторождений.

1. Длительное активное состояние Норильского выступа мантийного вещества, положение которого определяется областью сочленения Сибирской платформы, Западно-Сибирской плиты, эпиплатформенной структуры Таймыра и наложенных рифтовых зон. Здесь происходила длительная эволюция глубинного магматического вещества и сегрегация мантийной и, возможно, заимствованной из подстилающей девонской сульфатносерной толщи серы.

2. Отражением масштабности и высокой дифференциации магматизма района является внедрение эффузивов трапповой формации и нескольких типов ультрамафит-мафитовых интрузий.

3. Изначальной обогащенностью расплавов платиноидами, никелем, медью и др. рудными и флюидными компонентами (водой, фтором, хлором, серой).

4. Последовательной флюидной ликвацией рудоносных мантийных расплавов вплоть до отделения на гипабиссальном уровне особой рудной магмы, обогащенной МПГ и др. компонентами, зональная кристаллизация которой определила закономерности распределения сульфидов и металлов платиновой группы.

6.2 Урановые, железо-урановые, золоторудные и редкометалльные месторождения в альбитизированных зонах и их обрамлении на древних щитах

Месторождения этой группы располагаются в районах древних архейских платформ, претерпевших тектономагматическую активизацию в конце протерозоя. Вмещающие породы представлены глубоко метаморфизованными раннепротерозойскими отложениями древних платформ. Процессы метаморфизма сопровождались мощной гранитизацией и переработкой вмещающих пород в конце раннего протерозоя (1990–1700 млн. лет), интенсивным ультраметаморфизмом, щелочным метасоматизмом и проявлением наиболее ранних эндогенных месторождений урана. Главными геологическими элементами, определившими условия их формирования и пространственное положение, были крупные линейные зоны глубинного заложения. К ним приурочены ураноносные альбиты Канадского (Биверлодж), Индийского (Джадугуда), Бразильского (Ита-тая) щитов, Украинского кристаллического массива.

Пространственное положение месторождений в Украинском кристаллическом массиве определяют крупные Кировоградско-Черкасская и Криворожская мобильные зоны субмеридионального простираения, возникшие в результате переработки пород архейского кристаллического фундамента (рис. 6.6).

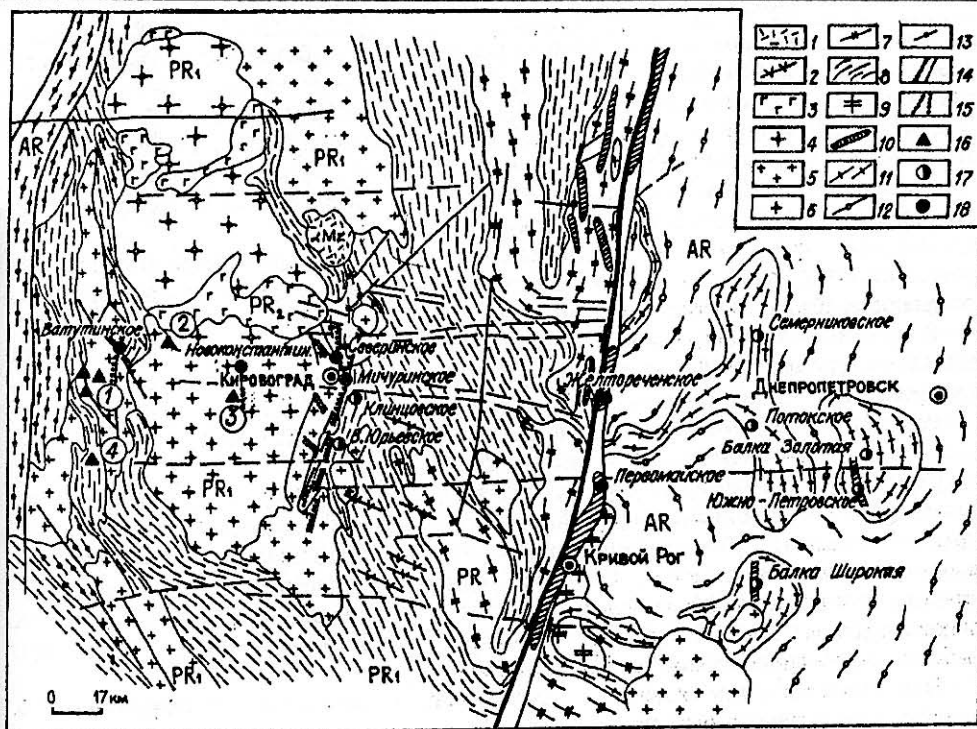


Рис. 6.6. Схематическая геологическая карта центральной части Украинского щита.

1 - дациты и туфы Болтышской впадины Mz; 2 - дайки габбро-диабазов PR₂; 3 - габброиды PR₂; 4 - граниты рапакиви PR₁; 5 - кировоградские граниты PR₁; 6 - новоукраинские граниты PR₁; 7 - мигматиты; 8 - гнейсы кировоградского блока PR; 9 - саксаганские граниты PR; 10 - железистые кварциты; 11 - зеленокаменные метавулканы приднепровского блока PR; 12, 13 - плагиомигматиты AR; 14 - основные разломы; 15 - зоны альбититов; 16 - рудные поля литиевых и цирконовых пегматитов; в кружках 1 - Липняжское, 2 - Хмельевское, 3 - Великопольское, 4 - Балка Корабельная; 17 - месторождения золота; 18 - месторождения урана.

Фундамент сложен кварц-биотит-плагиоклазовыми гнейсами, мигматитами и гранитогнейсами. Отдельные реликтовые блоки исходных пород фундамента сохранились и в мобильной зоне. Породы в пределах последней подвергались тектономагматической регенерации.

В результате процессов гранитизации, сопровождающихся увеличением объема пород, в центральной части мобильной зоны возникло купольное сооружение. В составе пород здесь преобладают раннепротерозойские калиевые граниты, нормальные граниты, мигматиты, гранитизированные гнейсы, граниты рапакиви и габбро. С востока и запада купольное сооружение ограничено крупными субмеридиональными зонами разломов глубинного заложения. Вдоль них особенно интенсивно развивались процессы натриевого метасоматоза, приведшие к формированию зон альбитизации.

К зонам альбитизации и карбонатизации пород приурочены основные урановые месторождения. В зависимости от состава пород, степени их метаморфизма и минерального состава руд выделяются типы месторождений, связанных с указанными зонами:

- 1) собственно урановые альбититовые;
- 2) железоурановые;
- 3) золоторудные;
- 4) редкометальные.

Помимо краевых глубинных разломов месторождения в альбититах известны и в пределах гранитных куполов вдоль зон меридионального и северо-восточного направлений.

Урановые месторождения первого типа образуются в обстановке, когда процессы карбонатно-натриевого метасоматоза накладываются на породы силикатного состава – гранитоиды и гранитизированные породы (месторождения Северинское, Мичуринское, Ватутинское, Новокозловское) (см. рис. 6.6). Если же процессы альбитизации охватывают породы железорудной формации (железистые кварциты), то возникают месторождения второго типа – железо-урановые, присутствующие в пределах Криворожского блока (Желтореченское, Первомайское).

Породы железорудной формации метаморфизованы в амфиболитовой фации. Породы силикатного состава интенсивно преобразуются в процессе ультраметаморфизма, проявляющегося в гранитизации исходных пород.

В гнейсах, залегающих в экзоконтактах гранитоидных массивов, в зонах, приуроченных к внешним сульфидизированным ореолам альбититов, присутствуют золоторудные месторождения (Юрьевское, Клиновское).

Редкометальные месторождения в описываемых районах связаны с присутствующими в них телами редкометальных пегматитов.

Собственно урановые месторождения в альбититах залегают в породах, представленных гранитизированными амфиболовыми и слюдяными сланцами, кварцитами, мраморами и гнейсами амфиболитовой фации метаморфизма. Интенсивное проявление процессов гранитизации привело к появлению характерного переслаивания гнейсов, мигматитов и гранитов с расплывчатыми контактами и постепенными переходами от одних разновидностей пород к другим. Граниты и мигматиты образовались в связи с процессами протерозойской гранитизации метаморфических пород.

По составу выделяются два типа гранитоидов: плагиоклазовые, формировавшиеся по диабаз-спилитовой и офиолитовой формациям архея, и микроклиновые, развивающиеся по породам осадочно-терригенных формаций. Микроклиновые граниты отличаются повышенными содержаниями урана, свинца, тория, обогащены щелочами, преимущественно калием. Содержание урана в анатектических гранитах составляет $(6-9,6)10^{-4}\%$, общее содержание щелочей: $K_2O+Na_2O - 6-8,5\%$, при этом $K_2O:Na_2O=1,5-1,9$. С гранитами, имеющими подобное отношение К и Na, пространственно связаны натриевые метасоматиты.

Положение месторождений контролируется разломами крупных зон глубинного заложения, ограничивающих гранитный купол, находящийся в центральной части мобильной зоны, с востока и запада (см. рис. 6.6). Зоны разломов формировались в течение длительного времени, начиная от раннего протерозоя. Заложение их сопровождалось образованием мигматитов и бластомилонитов. Процессы более поздней активизации обусловили образование многочисленных милонитовых швов и зон катаклаза, сопровождаемых метасоматическими изменениями пород. Милониты и катаклазиты развиваются, как правило, вдоль наиболее древних бластомилонитовых швов, имеют мощность десятки метров и особенно интенсивно проявлены среди мигматитов и гранитов, замещающих гнейсы. В тектонических зонах, представленных полосами измененных пород шириной до нескольких десятков метров, выделяются главный тектонический шов с милонитами и брекчиями и оперяющие разрывные нарушения. Типоморфным минералом метасоматических измененных пород является альбит. Альбититы широко распространены вдоль тектонических зон и оперяющих трещин, слагают мелкие и крупные тела (в десятки и сотни метров). Они группируются в крупные зоны протяженностью в десятки километров, прослеженные до глубины 2,5-3 км. К альбититам приурочено урановое оруденение (рис. 6.7) (Казанский В. И., 1972).

В строении зон альбитизированных пород установлена определенная зональность. Она выражается в последовательном замещении исходных минералов вмещающих пород – плагиоклаза, кварца и биотита – альбитом.

В зависимости от состава вмещающих пород в промежуточных зонах могут формироваться рибекит, эгирин, хлорит или эпидот. Наиболее отчетливо процессы альбитизации проявлены в гранитах, хуже – в гнейсах и кристаллических сланцах, что объясняется повышенной проницаемостью гранитов.

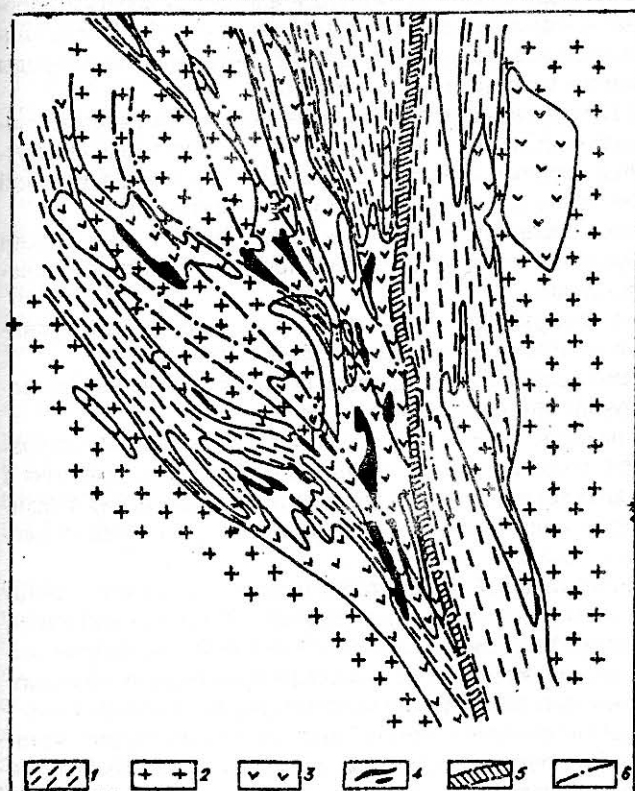


Рис. 6.7. Схематический план Мичуринского месторождения.

1 – гнейсы; 2 – граниты; 3 – альбититы; 4 – рудные залежи; 5 – главный Мичуринский разлом; 6 – разломы.

альбититов они залегают кулисообразно. Размеры отдельных залежей по падению, как правило, в 2–3 раза больше, чем по простиранию; мощность их изменяется в широких пределах – от нескольких метров до 50 м, чаще – 10–15 м; содержание урана варьирует от 0,07 до 0,2%, в среднем составляет около 0,1%. Руды прожилково-вкрапленного типа.

Минеральный состав руд довольно разнообразный и сложный. Выделяются почти все минеральные модификации урана. Наиболее часто встречаются уранотитанаты, реже – уранинит, ненадквит, настуран и коффинит. По составу уранотитанаты близки к давидиту, но содержат кремний, железо, алюминий, кальций. Они наблюдаются в виде тонкорассеянной вкрапленности (размеры выделений – сотые доли миллиметра) в ассоциации с хлоритом, карбонатом и гематитом. Уранинит и настуран, кроме тонкорассеянной вкрапленности, слагают прожилки с карбонатами и гематитом (Мигута А. К., Тарханов А. В., 1998).

По данным изотопных анализов, время становления альбититов определено в 1900–1800 млн. лет, а урановых руд – 1700–1600 млн. лет.

Железо-урановые месторождения возникли после наложения карбонатно-щелочно-го метасоматоза на железистые кварциты. Они залегают в железисто-сланцевых породах нижнего протерозоя и приурочены к глубинному разлому, ограничивающему Криворожскую мобильную зону, расположенную на востоке рассматриваемой территории (рис. 6.6). Своеобразие месторождений этого типа заключается в приуроченности урановорудных тел к залежам магнетитовых руд, их субсогласном залегании с вмещающими породами, интенсивно измененными в ходе процессов щелочного и карбонатного метасоматоза.

Все известные в районе урановые месторождения приурочены к зонам альбититов, но далеко не все альбититы, развитые в районе, ураноносны. Их наличие – благоприятная, но не единственная предпосылка для образования промышленных концентраций урана. Важным условием накопления урановой минерализации является наличие крупных проницаемых зон катаклаза и долгоживущих разломов, благоприятное сочетание складчатых и разрывных дислокаций (изгибы, участки сопряжений), их механическая гетерогенность (различная степень проницаемости).

Рудные залежи имеют сложную изменчивую форму, нечеткие контуры, их границы определяются только по результатам опробования. Наиболее широко распространены рудные залежи в виде уплотненных линз и столбообразных штокверков. В пределах рудоносной зоны

Урановые месторождения приурочены к железистым и алюмосиликатным породам, смятым в сложные синклинальные складки с флексурными изгибами. Участки интенсивного проявления складчатости осложнены разрывными нарушениями, а породы изменены процессами карбонатного и натриевого метасоматоза.

Такие благоприятные участки определяют пространственное положение железо-урановых месторождений, тяготеющих к участкам центриклинального замыкания узкой синклинальной складки или к крупным флексурным изгибам пород продуктивной серии, которые прослеживаются как по простиранию, так и по падению пород.

Железородные залежи представлены пласто-, линзо- и столбообразными телами амфибол-магнетитового и карбонат-магнетитового состава, локализующимися в железистых роговиках, джеспилитах и сланцах.

По минеральному составу и текстурам различают три типа урановых руд: уранинит-магнетитовый, ненадкевит-альбитовый и настуран-коффинитовый.

В Желтореченском рудном поле с альбититами связано комплексное уран-редкометальное (скандий, иттрий, цирконий) оруденение с фосфатами.

Уранинит-магнетитовые руды представлены тонкорассеянной вкрапленностью уранинита (0,001–1 мм) в доломите и эгирине, ассоциирующих с магнетитом. Уранинит в тесном сростании с гематитом окружает относительно более крупные зерна мартитизированного магнетита. Для руд характерна полосчатая текстура, унаследованная от магнетитовых руд.

В ненадкевит-альбитовых рудах главный урановый минерал – ненадкевит – составляет мелкие прожилки, гнезда или тонкорассеянную вкрапленность (0,001–0,1 мм) в мелкозернистых альбититах, в состав которых в небольшом количестве входят эгирин, рибекит, хлорит, кальцит, гематит. Кроме ненадкевита, отмечены браннерит и уранинит. Руды этого типа формируют промышленные залежи урановых руд силикатного типа.

Настуран-коффинитовые руды локализуются в карбонатных или натриевых метасоматитах. Для них типичны прожилковые и брекчиевые текстуры. Встречаются они довольно часто, но в ограниченных количествах и самостоятельного промышленного значения не имеют.

Урановые месторождения двух выделенных типов имеют общий генезис и отличаются лишь тем, что метасоматиты железо-урановых месторождений развивались по породам железородной формации, а собственно урановых месторождений – по силикатным породам гранитоидного состава.

Золоторудные месторождения выявлены на флангах зон альбититов в породах гнейсового экзоконтакта замещаемых альбититами гранитизированных пород. Одно из этих месторождений – Восточно-Юрьевское располагается в 20 км к югу от г. Кировограда в нижнепротерозойских высоко-метаморфизованных гнейсах ингуло-ингулецкой серии (рис. 6.8). Гнейсы залегают в виде полосы северо-восточного простиранья в экзоконтакте Кировоградского гранитного массива, контакт которого находится в 2–5 км к западу и северу от месторождения. Граниты имеют биотит-амфиболовый микроклиновый состав. В 1 км к востоку от полосы гнейсов, вмещающих месторождение, располагаются несколько мелких гранитных массивов поздних фаз внедрения, сопровождающих основную Кировоградский плутон.

Месторождение залегает в южной части крупной Кировоградской субмеридиональной ураноносной тектоно-метасоматической зоны, где она имеет северо-северо-восточное простиранье. Альбититы этой зоны почти непрерывно протягиваются вдоль нее на север, где они контролируют положение Мичуринского, Центрального, Северинского и др. урановых месторождений.

Тела альбититов залегают в западной части тектоно-метасоматической зоны в эндо-и ближнем экзоконтакте Кировоградского плутона.

В пределах восточного фланга Кировоградской тектоно-метасоматической зоны, вмещающей урановые месторождения, и в ее северо-восточных ответвлениях практически на всем ее протяжении располагаются многочисленные однотипные рудопроявления золота, два из которых уже можно отнести к категории месторождений. Это

Восточно-Юрьевское месторождение, залегающее в южной части тектоно-метасоматической зоны, и Клиновское месторождение, приуроченное к ее центральной части.

Восточно-Юрьевское месторождение залегает в переслаивающихся гнейсах разного состава – амфибол-пироксен-биотитового, графит-биотитового, гранат-биотитового, кордиерит-биотитового с преобладанием пород с повышенным содержанием темноцветных минералов. Гнейсы смяты в складки и в разной степени инъецированы гранитоидами, а также небольшими послойно-секущими телами пегматоидов, завершающих гранитизацию пород района. Гнейсы имеют преимущественно северо-восточное простирание и крутое (65–70 градусов) юго-восточное падение. По данным геологов ГРЭ № 37, в пределах месторождения в субмеридиональной полосе шириной около 700 м присутствуют многочисленные послойные и послойно-секущие золотоносные зоны окварцевания, сульфидизации, адуляризации и карбонатизации хлоритизированных и серицитизированных гнейсов.

Общая протяженность по простиранию выявленной полосы золотой минерализации превышает 5 км. Мощность отдельных преимущественно послойных золотоносных зон достигает 15–24 м. Распределение золота весьма неравномерное. Наряду с наиболее частными содержаниями золота в 2–3 г/т присутствуют интервалы с содержаниями золота в десятки г/т на мощность в 2–4 м и единичные пробы, содержащие золото до первых кг/т.

Месторождение предварительно изучено бурением около 200 скважин по серии профилей северо-западного направления. По скважинам выделено около 10 продуктивных золотоносных зон, протягивающихся по простиранию до 1600 м и по падению – до вскрытых скважинами глубин в 500–700 м (рис. 6.8). В этих преимущественно послойных зонах установлено более 20 золоторудных тел-залежей. Эти в основном тоже послойные выдержанные золоторудные залежи имеют мощности 0,6–5 м. Средние содержания в них золота в зависимости от принимаемых при оконтуривании бортовых содержаний изменяются от 4 до 12 г/т. Нужно отметить, что в пределах месторождения во вмещающих гнейсах между послойными золотоносными сульфидно-кварцевыми зонами и залегающими в них рудными телами присутствуют 4–5 незолотоносных зон сульфидизации, которые характеризуются менее выдержанными мощностями и протяженностью.

Золотое оруденение описываемого месторождения, как и остальных объектов Кировоградской зоны, представлено существенно метасоматической малосульфидной золото-кварцевой минерализацией. Золото приурочено к зонам катаклаза, вмещающим многочисленные послойно-секущие существенно метасоматические кварцевые и сульфидно-кварцевые прожилки. Мощность этих прожилков – не выдержанная и изменяется от первых мм до нескольких см, редко – больше. Этот прожилковидный кварц содержит неравномерную вкрапленность сульфидов. Количество кварца в рудных интервалах составляет 30–60%, в то время как в рудовмещающих гнейсах его содержание 10–30%. И тектоническая (катаклиз-милонизация) и метасоматическая проработка пород в рудоносных зонах весьма неравномерны.

Иногда золотоносные сульфидно-кварцевые прожилки присутствуют в практически неизменных биотитовых, биотит-графитовых и других гнейсах.

Метасоматическое преобразование вмещающих пород проявлено неравномерно в виде хлоритизации и серицитизации биотита и других темноцветных минералов, серицитизации и адуляризации плагиоклазов. Эти замещения происходят в основном по трещинам катаклаза и сопровождаются окварцеванием, карбонатизацией пород и образованием в них неравномерной вкрапленности сульфидов. Общее количество сульфидов в рудных зонах обычно составляет 1–5%, местами до 10–15%.

Наиболее распространенным сульфидом является пирротин. Он образует неправильные зерна размером от 0,01–1 до 3 мм и их агрегаты. Присутствуют две генерации пирротина. Во вмещающих гнейсах пирротин в ситовидных, изобилующих включениями плохо полируемых зернах. В кварцевых прожилках пирротин яркий, нередко присутствует в сростании с пиритом, халькопиритом, реже – арсенопиритом.

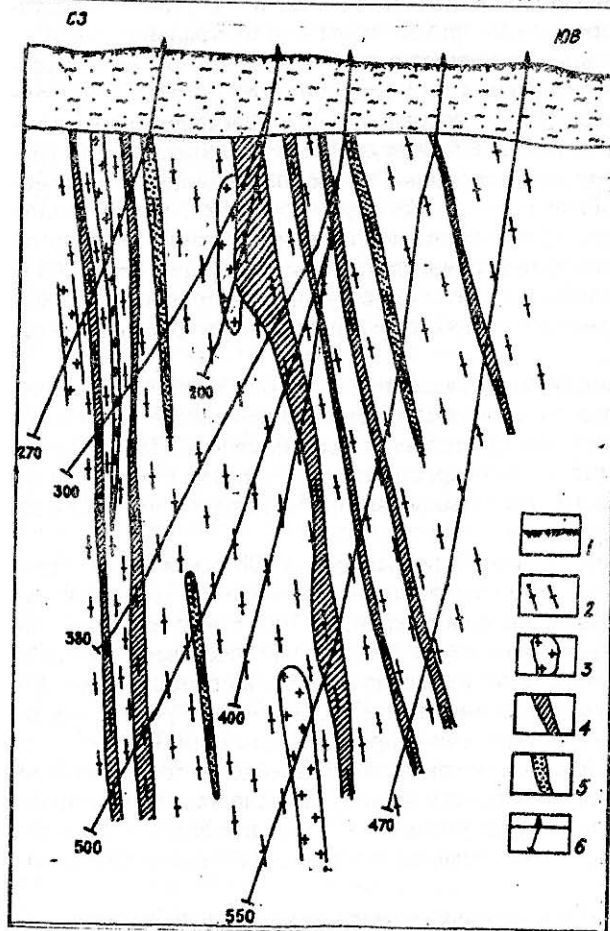


Рис. 6.8. Схематический разрез месторождения Восточно-Юрьевское.

1 — почвенно-растительный слой и рыхлые отложения чехла; 2 — гнейсы амфибол-пироксен-биотитового, графит-биотитового и кордерит-биотитового состава; 3 — инъекции гранитоидов; 4 — послонные и послонно-секущие золотоносные зоны окварцевания, сульфидизации и карбонатизации хлоритизированных гнейсов; 5 — незолотоносные зоны сульфидизации гнейсов; 6 — разведочные скважины.

Самородный висмут присутствует в редких изометричных мелких (до 0,05 мм) зернах, иногда в сростании с самородным золотом.

Самородное золото образует неправильные выделения пластинчатой, губчатой, крючковидной, реже изометричной форм с неровной бугристой поверхностью. Характеризуется ярким желтым цветом. Размер золотинок в основном мелкий (менее 0,02 мм). Менее трети золотинок имеет размер до 0,8 мм, изредка крупнее. Иногда самородное золото присутствует в сростании с блеклой рудой, галенитом, самородным висмутом. Отмечалось золото в тонких включениях в кварце, арсенопирите, редко — в графите. Проба золота высокая — 930–970.

На месторождении Юрьевское основная часть золота присутствует в самородной форме в виде преимущественно тонких и мелких золотинок. Общее его количество, вскрываемого при дроблении руды до “–0,16 мм”, составляет около 90%, что позволяет относить руду этого месторождения к технологически благоприятному типу. Доля трудно

Пирит является вторым, а местами и преобладающим среди сульфидов. Он образует неправильные, реже кубические зерна размером 0,05–2 мм. Иногда присутствует в прожилковых выделениях. Во вмещающих гнейсах зерна пирита обычно ситовидные. Пирит в кварцевых прожилках яркий, обычно более крупный, является слабозолотоносным. Арсенопирит неравномерно присутствует в рудных зонах повсеместно, но в резко подчиненном количестве (5–10% от сульфидов). Образует призматические и неправильные удлинённые зерна размером до 0,3 мм, изредка до 2 мм. Иногда содержит включения пирротина, халькопирита, блеклой руды и золота. Характеризуется высокой золотоносностью (до 400 г/т золота и до 300 г/т серебра). Арсенопирит безрудных зон сульфидизации характеризуется плеохроизмом и анизотропией, т.е. близок к гудmundиту, что подтверждается высоким содержанием в нем сурьмы. В этих зонах его спутником является пирит.

Халькопирит встречается повсеместно, но в виде очень мелких (до 0,1 мм) включений в пирротине, пирите, арсенопирите.

Сфалерит и галенит образуют редкие и мелкие (до 0,15 мм) включения в прожилковом кварце вместе с халькопиритом.

извлекаемого тонкодисперсного золота, находящегося в сульфидах и в силикатах, не превышает 9,3%.

В золотых рудах месторождения отмечены повышенные содержания платины: 0,48 г/т (при содержании золота 8,6 г/т) и 0,61 г/т (золота – 3,8 г/т). В то же время для руд месторождения характерны низкие содержания серебра.

Выявленная на месторождении неравномерность распределения золота и наличие участков с его ураганными содержаниями при существенно метасоматическом характере оруденения свидетельствуют о возможном проявлении структурных факторов его контроля.

В 2 километрах к западу от описанного Восточно-Юрьевского месторождения располагается Юрьевское золоторудное проявление, которое в целом аналогично вышеописанному месторождению и может рассматриваться как его участок. Близкий состав их золотой минерализации подтверждается, в частности, данными фазовых анализов золота.

Между этими золоторудными объектами непосредственно в пределах меридиональной тектоно-метасоматической зоны отмечаются небольшие (100–300 м) тела альбититов.

Второе из выявленных в этом районе – Клинцовское золоторудное месторождение расположено в 15 км северо-восточнее Юрьевского, в той же гнейсовой толще восточного обрамления Кировоградского гранитного массива. Оно залегает в 5 км к востоку от одноименной ураноносной тектоно-метасоматической зоны в оперяющих ее структурах. В самой тектоно-метасоматической зоне, образующей здесь дугу северо-восточного – субмеридионального направления, залегает крупнейшая ураноносная залежь альбититов непрерывной протяженностью вдоль зоны около 10 км, которая вмещает здесь ряд урановых месторождений, в т.ч. крупное – Мичуринское.

Клинцовское месторождение, по данным Черкасского ГРП, представлено двумя послынными субмеридиональными зонами катаклаза, вмещающими серии кварцевых прожилков, а также единичные секущие кварцевые жилы мощностью до 3 м.

Кварцевые прожилки и жилы также сопровождаются сульфидами и сульфидизацией вмещающих гнейсов, наблюдающейся в ореолах мощностью до 20 м. Содержание сульфидов в рудах составляет до 3–4%. Эти сульфиды представлены пиритом, пирротинном, арсенопиритом, леллингитом и халькопиритом. Золото тоже главным образом свободное, но мелкое, крупностью до 0,7 мм. Проба его 870–950. Технологическая характеристика руд этого месторождения близка Юрьевскому месторождению и тоже достаточно благоприятная, но преобладает очень мелкое золото. В западной части Кировоградского блока, к западу от описанных выше месторождений урана и золота кировоградской зоны метасоматитов выявлены пегматиты с комплексной редкометалльной (преимущественно литиевой) минерализацией. Они приурочены к дислоцированным породам гнейсово-сланцевого комплекса в северном и западном обрамлении купольных структур Липняжского купола с калиевыми гранитами Кировоградского комплекса. Здесь выделяются литиевые месторождения и рудопроявления Надия, Станковатское, Полоховское, Липняжское и др. Вмещающими пегматиты породами являются амфиболиты и метасульфидиты. Пегматиты залегают согласно с общим простираем амфиболитов. В центральной зоне преобладают олигоклаз-микролиновые пегматиты с акцессорными урановыми минералами. Во внешней зоне развиты редкометалльные пегматиты с литиевой минерализацией (Еременко Г.К., Иванов Б.Н. и др. 1996).

Общая протяженность рудного поля около 15 км. Месторождения представлены сериями сближенных крутопадающих тел литиевых пегматитов мощностью от первых десятков сантиметров до 25–30 м. Общая мощность продуктивной зоны составляет 140–150 м. Содержание Li_2O в пегматитах варьирует от 0,34 до 2,23%, составляя в среднем 1,26%. Попутными компонентами являются рубидий, тантал, ниобий, бериллий, олово. По минеральному составу литиевые руды содержат в основном петалит и сподумен. Общий состав пегматитов сложный, в них выделяется более 30 различных минералов: альбит, полевой шпат, трифилин, амблигонит, холмквистит, мусковит, флогопит, биотит, турмалин, апатит, хризоберилл, ферроколдабит, циркон и др.

Таким образом, устанавливается последовательная смена выделенных рудных формаций в описанном районе: редкометальные пегматиты (около 2 млрд. лет), натриевые метасоматиты с месторождениями урана (1,8 млрд. лет), золоторудные месторождения (0,63–0,87 млрд. лет).

Д. Н. Щербак и др. (1993) связывают редкометальные пегматиты Кировоградского блока с раннепротерозойскими тектоно-магматическим циклом, с конечной фазой становления калиевых гранитов кировоградского комплекса (1,98 млрд. лет).

Большинство полученных изотопных датировок по пороодообразующим минералам пегматитов близки к 2 млрд. лет.

По урановым месторождениям существуют три концепции их формирования: метаморфогенная, гидротермальная постмагматическая и метеорно-ювенильная.

По совокупности имеющихся данных определения абсолютного возраста вмещающих пород и урановых руд, изотопных анализов кислорода и углерода наиболее убедительной представляется концепция о формировании урановых месторождений в связи с процессами протерозойской тектономагматической активизации древней платформы. Вероятным источником металла могли быть комплексы древних пород, обогащенные ураном.

Проявление золотого оруденения наблюдается преимущественно в восточном обрамлении ураноносной тектоно-метасоматической зоны в слагаемой гнейсами области экзоконтакта гранитоидов.

6.3. Золоторудные и комплексные золото-урановые месторождения в зонах калиевых метасоматитов древних щитов

Крупные золотоурановые месторождения выявлены в 1961 году в породах кристаллического фундамента Алданского щита в одном из центров активного проявления процессов мезозойской ТМА. Ранее в Центрально-Алданском районе разрабатывались золотоносные россыпи и коренные золоторудные месторождения, залегающие в карбонатных породах платформенного чехла.

В отличие от описанных выше месторождений в альбитизированных зонах здесь в пределах крупных тектонических зон золотая и урановая минерализация пространственно совмещены и образуют комплексные золотосодержащие урановые и ураносодержащие серебро-золотые руды. В рудоносных зонах этого района мощно проявлен щелочно-карбонатный метасоматоз калиевого ряда.

Месторождения размещены на северной окраине Алданского щита в крупнейшем из нескольких присутствующих на нем центров проявления мезозойской ТМА в пределах Центрально-Алданского рудного района. В его геологическом строении принимают участие образования трех структурных этажей. Нижний структурный этаж представлен породами кристаллического фундамента платформы и сложен высокометаморфизованными нижнеархейскими в разной степени гранитизированными гнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами, относимыми к федоровской свите иенгской серии. Породы фундамента выходят на поверхность в пределах поднятий, в основном на Эльконском горсте. Средний структурный этаж является платформенным и представлен практически горизонтально залегающей карбонатной толщей венда-нижнего кембрия. Наибольшая сохранившаяся мощность этой толщи наблюдается в пределах Куранахского грабенообразного прогиба, где она достигает 700 м. Её основание залегает там на абсолютных отметках около "–100" м. В поднятых участках района, прежде всего в пределах Эльконского горста, эта толща отсутствует или отмечается в виде реликтов на абсолютных отметках до "+900" м. С крайними пачками этой карбонатной толщи связана локализация двух наиболее известных типов золотого оруденения Алдана. Оруденение Лебединского типа приурочено преимущественно к нижней 50–150-метровой пачке этой толщи. Оруденение Куранахского типа приурочено к ее самым верхним закарстованным горизонтам у контакта с вышележащими терригенными отложениями нижнеюрской юхтинской свиты. Эти отложения слагают верхний структурный этаж, знаменующий начало мезозойской тектономагматической активизации региона. Релик-

ты нижнеюрских угленосных отложений в пределах рудного района в основном сохранились лишь в опущенных блоках.

Все описанные породы прорываются многочисленными дайками, а также малыми секущими, послонными и лакколитообразными интрузиями порфировых щелочных пород, проявленными в виде полосы северо-восточного простирания преимущественно в западной части района и знаменующих собой дальнейшее развитие мезозойской активизации щита. Они принадлежат к Алданскому магматическому комплексу, объединяющему группу близповерхностных преимущественно порфировых мезозойских щелочных пород калиевого ряда. Эти породы относятся к лейцитит-щелочно-сиенитовой магматической формации, имеющей базальтоидную природу (рис. 6.9).

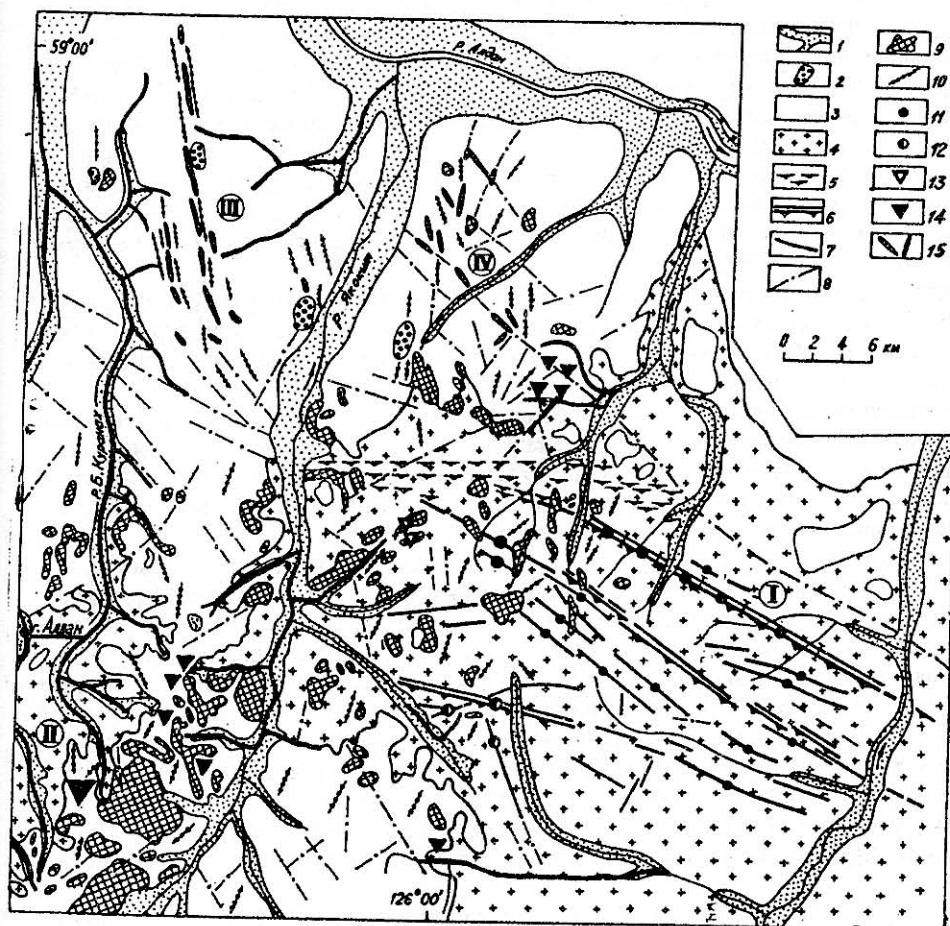


Рис. 6.9. Схематическая геологическая карта
Центрально-Алданского рудного района.

1. Четвертичный аллювий; 2. Нижнеюрские песчанники, гравелиты; 3. Венд-нижнекембрийские карбонатные отложения чехла; 4. Архейские гнейсы, граниты, кристаллосланцы фундамента; 5. Древние зоны бластомилонитовых швов; 6. Омоложенные рудоносные зоны древнего заложения; 7. Мезозойские рудоносные зоны; 8. Прочие разрывные нарушения; 9. Мезозойские щелочные порфировые интрузии; 10. Мезозойские щелочные дайки; 11. Золото-браннеритовое оруденение Эльконского типа; 12. Браннерит-серебро-золотое оруденение Федоровского типа; 13. Золото-порфировое оруденение Рябиновского типа; 14. Золоторудные залежи Лебединского типа; 15. Золоторудные карстовые залежи Куранахского типа.

I – Эльконский горст; II – Лебединское рудное поле; III – Куранахское рудное поле; IV – Нижне-Якокитское рудное поле.

Среди пород этого магматического комплекса, изучению которых посвящены многочисленные публикации, выделяют интрузии нескольких возрастных групп (Наумов, Шумилин, 1994; Максимов, Угрюмов, 1971 и др.):

- трахитовые плагиопорфиры, бостониты, кersантиты, минетты (188–158 млн. лет);
- авгит-роговообманковые сиениты, монцониты, нефелиновые сиениты, малиньиты (140–130 млн. лет);
- мелкие дайки и штоки эгириновых гранитов, сельвсбергитов, тунгуаитов (120–107 млн. лет).

Тектонические разрывные нарушения района развиты по трем главным направлениям.

Северо-восточному направлению следует, прежде всего, региональный Томмотский глубинный разлом, пересекающий весь район и контролирующий положение основных мезозойских интрузий и многих дайковых поясов западной части района.

Субмеридиональному направлению соответствует крупный блокоразделяющий Якобитский разлом и разломы, контролирующие положение ряда мезозойских интрузивных тел, в том числе на Рябиновском рудном поле, а также многочисленные дайки.

Разрывные нарушения северо-западного направления включают крупные долгоживущие структуры древнего заложения, в разной степени омоложенные в мезозое и контролирующие положение главных рудоносных зон Эльконского горста, и системы собственно мезозойских разломов.

Важной особенностью всех мезозойских и неотектонических разрывных нарушений района является их малоамплитудный характер, что во многом определяет особенности проявления всех типов оруденения данного района и, прежде всего, существенно метасоматический тип их руд.

По геолого-морфологическим особенностям и минеральному составу руд в районе выделено пять типов месторождений урана и золота. Их существенное различие связано с приуроченностью к разным по составу породам присутствующих в районе структурных этажей – кристаллическому гранитогнейсовому архейскому фундаменту и к вендско-кембрийской карбонатной толще платформенного чехла.

Второй элемент контроля месторождений определяется закономерностями их размещения по латерали по отношению к мезозойским щелочным интрузивным породам Алданского комплекса. Эти породы развиты преимущественно в западной части района. Участки внедрения групп сближенных сложных многофазных щелочных интрузий сопровождаются развитием ореолов щелочных метасоматитов в виде интенсивной фенизации вмещающих пород архея и рассеянного скарнирования пород карбонатной толщи чехла. В пространственной близости к мезозойским интрузиям и дайкам формируются месторождения Лебединского, Куранахского и Федоровского типов, а внутри этих интрузий – Рябиновского типа (Бойцов В. Е., Пилипенко Г. Н., 1988).

В Центральной части района, где такие интрузии практически отсутствуют, в породах кристаллического фундамента развиты крупные золотоурановые зоны Эльконского типа.

В отложениях платформенного чехла в западном и северном обрамлениях Эльконского горста проявлены существенно золотые руды месторождений Лебединского и Куранахского типов (рис. 6.9).

Золотоурановые месторождения Эльконского типа залегают в древних высокометаморфизованных породах кристаллического фундамента, обнажающихся в восточной части района в пределах крупного поднятия, известного под названием Эльконский горст. Золотоурановые месторождения приурочены к подновленным в мезозое древним наиболее протяженным минерализованным тектоническим зонам преимущественно северо-западного простирания, а также к связанным с ними более мелким собственно мезозойским зонам разрывных нарушений. Крупные минерализованные зоны имеют крутое, а оперяющие структуры – более пологое падение преимущественно к юго-западу. Они сложены тонкозернистыми плотными темными породами, представляющими собой золотоносные пирит-карбонат-калишлатовые метасоматиты.

Проведенное нами широкое опробование всех домезозойских кварцево-жильных и сульфидных образований отчетливо показало, что вне таких зон метасоматитов и связанных с ними минерализованных зон золотосодержащих в породах фундамента на Центральном Алдане практически не отмечается.

Описываемые зоны золотосных метасоматитов, как правило, вмещают наложенное на них по сериям кулисообразных выдержанных швов того же направления урановое, преимущественно браннеритовое оруденение.

Это урановое оруденение описано в ряде публикаций (Казанский, Лаверов, 1974; Крупенников, 1978; Бойцов, 1989; Наумов, Шумилин, 1994; Казанский, 1996; Мигута, 1997).

Описываемые золотоурановые зоны пользуются в пределах Эльконского горста весьма широким распространением. Здесь выявлено более 500 таких зон общей протяженностью около 1000 км, из которых в разной степени изучено около 80 зон. Крупнейшая из них имеет непрерывную разведанную протяженность оруденения до 20 км (зона Южная). Они контролируются подновленными в мезозое древними зонами, вмещающими метаморфизованные дайки метадiorитов и наложенные на них серии швов бластомилонитов.

В ходе мезозойского гидротермально-метасоматического процесса в древних подновленных зонах и новых собственно мезозойских зонах по трещинам развиваются золотосные метасоматиты, имеющие характер отдельных швов. К ядру зон эти швы сгущаются и образуют зоны сплошных плотных тонкозернистых золотосных метасоматитов.

Зоны золотосных швовных метасоматитов и особенно сплошных плотных метасоматитов обычно вмещают наложенные на них трещины с браннеритовой и более поздней минерализацией (рис. 6.10).

Описываемые метасоматиты образуются за счет перекристаллизации и замещения вмещающих пород гранитогнейсов, кристаллических сланцев, метадiorитов и др. Они сложены тонкозернистым агрегатом, состоящим преимущественно из карбо-

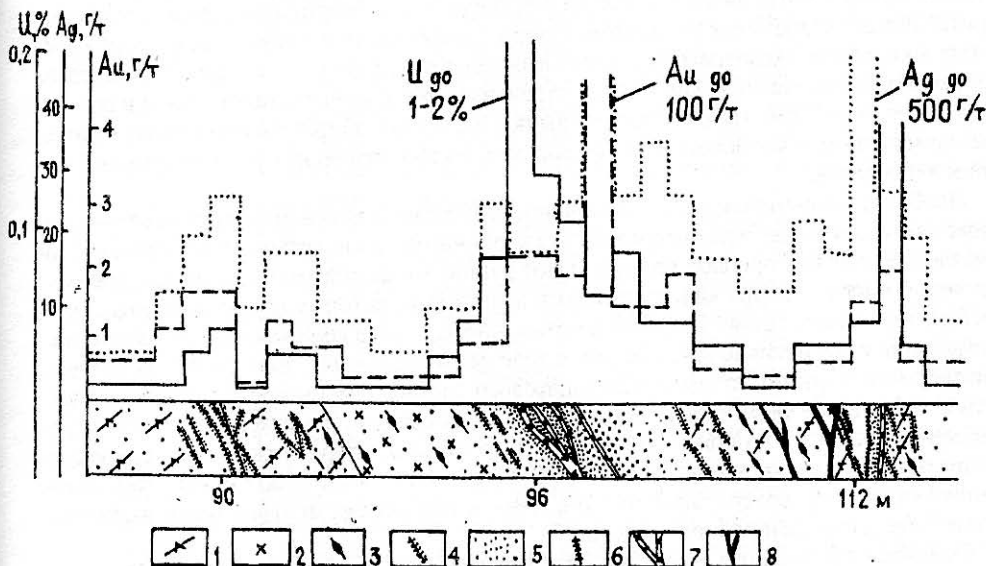


Рис. 6.10. Схема строения золото-урановой зоны Эльконского типа.

Документация дна канавы и данные ее опробования.

1 — биотит-амфиболовые гнейсы; 2 — метаморфизованная дайка диоритового состава; 3 — швы бластомилонитов; 4 — швы золотосных метасоматитов; 5 — сплошные золотосные метасоматиты; 6 — кварц-баритовые прожилки; 7 — урановорудные браннеритовые швы; 8 — поздние молибденитсодержащие карбонатно-кварцевые прожилки.

натов, калишпата и пирита, в том числе и тонкозернистого пирита – мельниковита (5–15%), придающего им темную окраску. Этот тонкозернистый пирит содержит около 80 г/т золота, что в основном и определяет золотоносность этих метасоматитов Эльконского типа.

Мощность слабозолотоносных зон шовных метасоматитов изменяется от первых до 30–40 м, составляя в среднем около 10 м. Среднее содержание в них золота около 1 г/т. Мощность тел сплошных золотоносных метасоматитов, преимущественно вмещающих урановое-браннеритовое оруденение, на примере зоны Южной в среднем составляет около 2 м при среднем содержании золота около 1,5 г/т.

Метасоматиты рудоносных тектонических зон Эльконского горста в работах В. И. Казанского, Б. И. Омелянченко (1967), В. А. Крупенникова (1978) и др. отнесены к формации гумбеитов, выделенной Д. С. Коржинским на одноименном шеелитовом месторождении Урала. Состав гумбеитов определяется ассоциацией в них кварца, ортоклаза, анкерита и пирита.

Эльконские метасоматиты образуются путем интенсивного замещения минералов, вмещающих зоны гранито-гнейсовых пород. Сначала происходит замещение темноцветных минералов – биотита, амфиболов, магнетита и др. тонкозернистым агрегатом карбонатов, пирита, в том числе – золотоносного пирита – мельниковита, а по силикатам – бурого калишпата. Затем происходит деанортизация плагиоклазов, интенсивное замещение карбонатами кварца и дальнейшая перекристаллизация полевых шпатов с образованием адуляра.

В результате полного замещения вмещающих пород во внутренней части зоны метасоматоза образуются плотные темные тонкозернистые золотоносные метасоматиты, состоящие из бурого пелитизированного калишпата и прозрачного адуляра (40–60%) карбонатов (35–45%) и пиритов (5–15%), находящихся в тесном срастании.

Принципиальное отличие Эльконских метасоматитов от гумбеитов проявляется в поведении при их образовании кварца, что связано с различной щелочностью рудоносных растворов.

Такой состав метасоматитов наблюдается во всех основных рудоносных зонах Эльконского горста. Соотношение количеств слагающих метасоматиты минералов, особенно пирита, связано с составом замещаемых пород, в частности с количеством в них железистых минералов. Одновременно четко выявлено различие в золотоносности внешне одинаковых метасоматитов как внутри отдельных зон и их интервалов, так и в разных зонах этого типа. При этом отчетливо выявлено, кроме общего переменного количества, присутствие в метасоматитах нескольких морфологических разновидностей пирита и карбонатов.

Наиболее изменчивыми и относительно легче выявляемыми оказались составы входящих в метасоматиты Эльконского горста карбонатов. Было установлено, что в составе метасоматических ореолов присутствуют ранние метасоматиты, слагаемые преимущественно пирит-анкерит-калишпатовыми агрегатами, которые характеризуются наибольшей золотоносностью. Несколько позже, иногда со следами замещения ранних метасоматитов, реже накладываясь на них в виде прожилковидных выделений, образуются метасоматиты пирит-доломит-калишпатового состава с меньшей золотоносностью. Затем в завершении формирования метасоматитов образуются метасоматические агрегаты, микропрожилки и прожилки кальцитового состава, сопровождающиеся перекристаллизацией бурого калишпата в адуляр. В кальцитовых микропрожилках этой завершающей стадии, не содержащей пирита, нами в нескольких шлифах были выявлены мелкие выделения самородного золота.

Основная часть золота и серебра, присутствующего в рудоносных зонах Эльконского типа, связана с описываемыми метасоматитами и заключена в пиритах, находясь в них в субмикроскопическом виде.

Пирит I пирит-анкерит-калишпатовой стадии является основным носителем золота в описываемых зонах. Он наблюдается в мелких 0,00п – 0,1 мм округлых и изометричных выделениях, которые вместе с анкеритом интенсивно замещают магнетит и тем-

ноцветные минералы вмещающих пород. Его количество составляет 0,5–7%, а в участках замещения темноцветных – до 20% и напрямую связано с золотоносностью соответствующих участков зон. По данным анализов мономинеральных концентратов, в пересчете на чистый пирит I содержание в нем золота составляет 60–90 г/т.

Из элементов-примесей в нем отмечены серебро, таллий, ванадий, реже – мышьяк.

Анализ пространственного размещения метасоматитов этой стадии показывает, что они в разной степени проявлены в большинстве изученных зон описываемого типа, в основном определяя их золотоносность.

Пирит II, ассоциирующий в метасоматитах с железистым доломитом, относительно несколько крупнее (0,01–0,15 мм). Форма его неправильная или пентагон-додекаэдрическая. Содержание в нем золота составляет 2–5 г/т. В нем отмечены повышенные содержания мышьяка (до 0,5%), серебра, ванадия, полиметаллов.

Адуляр-кальцитовая стадия, с которой связано появление в отдельных участках зон метасоматитов самородного золота, с различной интенсивностью проявлена во всех зонах, но обычно она имеет подчиненное значение.

В следующую за образованием золотоносных метасоматитов стадию происходило отчетливо унаследованное тектоническое подновление золотоносных зон и образование, как правило, внутри них кулисообразных серий урановорудных браннеритовых швов.

Серии этих сближенных браннеритовых швов образуют системы кулисообразных линейных прожилково-вкрапленных рудных тел протяженностью 500–700 м и мощностью 0,5–10 м. Обычно в зонах выделяется несколько таких субпараллельных кулисообразных золотосодержащих урановорудных тел. Обогащенные участки рудных тел образуют в пределах основных зон крупные рудные столбы, имеющие северо-западное склонение в сторону магматических очагов, располагающихся в западной части горста. В них наблюдается пространственно совмещенная наибольшая концентрация как урана, так и золота.

Главная рудовмещающая структура Эльконского горста – зона Южная протяженностью непрерывного оруденения более 20 км, объединяет несколько крупных кулисообразных сменяющих друг друга по простиранию рудных залежей.

Несмотря на практическую непрерывность рудных залежей, в пределах зоны Южной в значительной степени условно выделено несколько ее интервалов, рассматриваемых как отдельные месторождения: Дружное, Непроходимое, Курунг и др.

Подсчеты показали, что количество золота, находящегося в телах сплошных золотоносных метасоматитов и в собственно урановорудных телах, составляет соответственно 72% и 62% от общего количества золота, находящегося в зоне метасоматитов. Это свидетельствует о тесной пространственной связи – в основном совместной локализации в описываемых зонах золота и урана.

Второй крупнейшей 30-километровой рудоносной зоной Эльконского горста является зона Сохсолоохская, располагающаяся субпараллельно зоне Южной в 5–6 км к югу от нее. Она также имеет древний возраст заложения, но в отличие от зоны Южной не является единой компактной золото-урановорудной зоной, а представляет собой систему отдельных кулисообразно сменяющих друг друга достаточно крупных сближенных рудоносных зон. Обе эти крупнейшие рудоносные швы Эльконского горста наследуют древние зоны бластомилонитов и протягиваются из западной части района, изобилующей мезозойскими малыми интрузиями и дайками, в ее восточную часть, где эти интрузии практически отсутствуют.

Вскрытие и изучение золотоуранового оруденения на всем протяжении этих зон по простиранию и на глубину до 2 км показало отсутствие в них существенного изменения состава метасоматитов, золотой минерализации в метасоматитах и браннеритового оруденения. Это свидетельствует о большой глубинности образования растворов, с которыми связан данный столь широко проявленный рудообразующий процесс.

В целом аналогичное золотоурановое оруденение проявлено и в многочисленных других рудоносных зонах Эльконского горста, имеющих меньшие размеры и собственно мезозойский возраст заложения.

Значительное количество кремнезема, растворяющегося в процессе описываемого мощного и широко проявленного в зонах Эльконского горста преуранового золотоносного щелочного метасоматоза, переотлагается в более поздние стадии процесса минералообразования в виде незолотоносных барито-кварцевых и карбонатно-кварцевых прожилков. В этих прожилках присутствует незначительное количество сульфидов, не содержащих золота. Эти прожилки, реже жилы, обычно унаследовано приурочены к зонам золотоносных метасоматитов и изредка отмечаются во вмещающих их неизменных породах архея.

На крайнем юго-восточном фланге зоны Южной и вблизи нее вне основного золото-уранового оруденения в верхних приповерхностных слабозолотоносных и слабоураноносных частях зоны отмечаются многочисленные поздние барито-кварцевые и карбонатно-кварцевые жилы и прожилки, с которыми связано значительное по своим масштабам, но достаточно обособленное проявление молибденитовой минерализации.

Температурные условия образования Эльконских золотоносных метасоматитов и наложенных на них прожилков по данным гомогенизации включений в кальците составляют 225–255 градусов Цельсия и в кварце последующих прожилков – 200–230 градусов Цельсия (Тугаринов и др., 1969; Крупенников, 1978).

Признаком гидротермального процесса Эльконского типа является широкое проявление на ранних стадиях щелочного, в данном случае калиевого, метасоматоза со значительной активностью углекислоты и серы. Преобладающий щелочной характер растворов определил состав золотоносных метасоматитов и браннеритовую форму урановой минерализации. Перечисленные особенности рудообразующего процесса и тесная связь в нем золота и урана позволяют предположить совместный перенос этих металлов в растворах в форме тиосульфатных комплексов, устойчивых в данных условиях.

Абсолютный возраст золотоуранового оруденения этого района – 150–130 млн. лет (Казанский и др., 1985), что согласуется с данными абсолютного возраста мезозойских интрузий района (180–107 млн. лет).

Уран-серебро-золоторудные месторождения Федоровского типа выявлены в юго-западной части Эльконского горста на площади широкого развития мезозойских даек. Основным является месторождение зоны Федоровской. Зона имеет северо-западное близкое к субширотному простирание с азимутом 290 градусов и крутое юго-западное падение. Она в значительной своей части тоже наследует древнюю структуру, представленную бластомилонитовыми швами и метаморфизованными дайками диоритового состава. Зона имеет значительную протяженность – около 10 км. Вдоль подновленных в мезозое трещин в зоне широко развиты золотоносные пирит-карбонат-калишпатовые метасоматиты, характерные для всех золотоносных зон Эльконского горста. Их морфология и мощность в целом аналогичны другим зонам горста. Мощность хорошо проявленных в этой зоне тел сплошных метасоматитов в одном из участков пройденной по ней трехсотметровой разведочной штольни достигает 30 м, а в стометровой траншее – 8 м (рис. 6.11). Урановое оруденение отчетливо располагается внутри зоны золотоносных метасоматитов и тоже представлено системами выдержанных швов с браннеритовой минерализацией.

В связи с более меланократовым составом вмещающих пород в метасоматитах Федоровской зоны присутствуют несколько повышенные содержания аналогичного другим зонам Эльконского горста золотоносного пирита (до 15%) и карбонатов (до 35%). Существенное отличие этой зоны проявлено в повышенной золотоносности (3–10 г/т) ее первичных руд и появлении в ней высоких содержаний серебра (15–200 г/т, до 1400 г/т). Но это повышение содержаний связано не только с увеличением количества золотоносных пиритов добраннеритовых метасоматитов.

Наши минералогические исследования показали, что появление в этой зоне высоких содержаний золота и серебра обусловлено наложением на золотоносные метасоматиты и последующую браннеритовую минерализацию продуктов более поздней второй золото- и серебросодержащей стадии, представленной прожилковидными выделениями

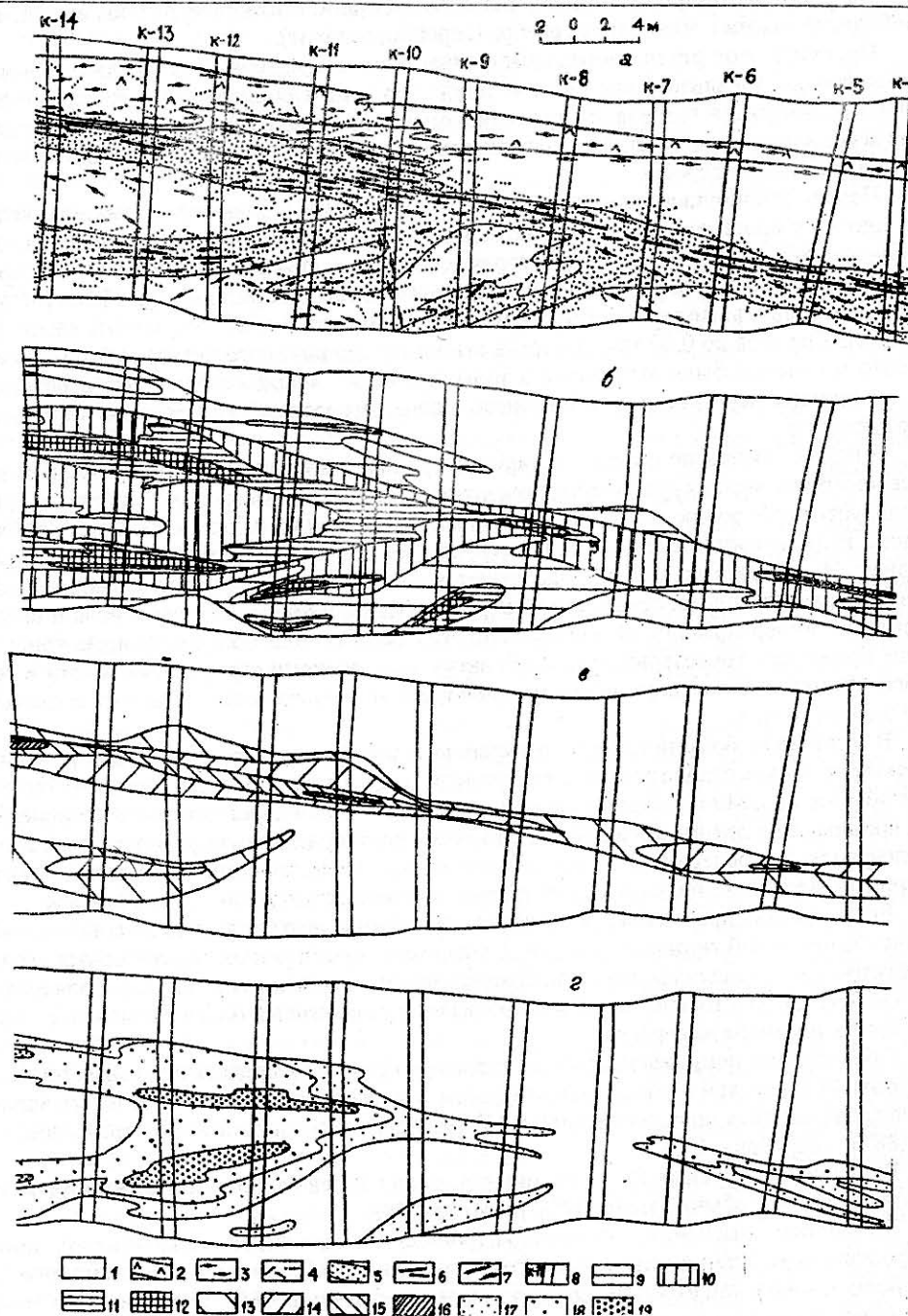


Рис. 6.11. Геологическое строение и распределение содержаний золота, урана и серебра по дну траншеи, пройденной по простиранию зоны Федоровской.

а – геологическая документация; б, в, г – распределение золота, урана, серебра.

1 – гранито-гнейсы и кристаллические сланцы; 2 – метаморфизованная дайка микродиоритов; 3 – blastomylonitovyie швы; 4 – швы золотоносных метасоматитов, 5 – тела сплошных золотоносных метасоматитов, 6 – браннеритовые ураноносные швы; 7 – серии тонких кварц-карбонатных золото-серебро-содержащих прожилков, 8 – разведочные канавы, 9–12 – содержания золота: от более 1 до более 10 г/т; 13–16 – содержания урана: от более 0,2% до более 0,5%; 17–19 – содержания серебра: от более 50 г/т до более 500 г/т.

ми "рисовидного" кварца и тонкозернистого карбоната. К ним приурочены выделения свободного золота и минералов серебра (серебро, акантит).

Продукты этой стадии проявлены в виде мелких наложенных прожилков, обычно унаследовано локализованных в зоне пирит-карбонат-калишпатовых метасоматитов вблизи браннеритовых швов. В эту стадию образуются две тесно связанные минеральные ассоциации – пирит-карбонат-кварцевая и пирит-карбонатная со свободным золотом и минералами серебра.

Первая ассоциация включает мелкие удлиненные выделения рисовидного кварца, иногда с вросками рутила, тонкоагрегатного карбоната и мелкого, в основном кубического (до 0,05 мм) пирита. Вторая ассоциация, присутствующая в тех же прожилковидных выделениях, включает тонкозернистый карбонат, иногда с флюоритом, мелкие неправильные зерна пирита и мелкие выделения свободного золота, самородного серебра (оба до 0,02 мм) и иногда относительно крупного акантита (до 0,2 мм). Золото и серебро были встречены в тонкозернистых кварц-карбонатных агрегатах, выполняющих нечеткие микробрекчиевые швы, пересекающие браннеритовую минерализацию.

В целом близкая по своему составу минерализация изучена также и в нескольких соседних более мелких рудоносных зонах этого участка. Их положение в основном контролируется собственно мезозойскими разрывами, т.к. в них редко (зона Звездная) или совсем не отмечаются следы древней структуры – швы бластомилонитов и др. (Мраморная, Марсовая и др.). В них наблюдается значительно меньшее и неравномерное развитие ранних золотоносных пирит-карбонат-калишпатовых метасоматитов и браннеритовой минерализации, но в шлифах по ряду скважин также зафиксировано присутствие прожилков тонкозернистого карбоната с выделениями самородных золота и серебра. Их наличие подтверждается появлением в этих зонах весьма высоких содержаний этих металлов.

В отличие от большинства золотоурановых зон Эльконского горста, для которых характерно весьма слабое развитие гипергенеза и проявление зоны окисления наблюдается обычно до глубин в первые десятки метров, в зоне Федоровской мощное окисление проникает на глубину более 300 м. Это также подтверждает особую роль в этой зоне послетурановых и более поздних тектонических подвижек, очевидно, омолаживаемых в неотектонический этап и служивших путями поступления приповерхностных вод.

Все подвижки проявлялись в пределах единой зоны, что и определило совмещение в зоне Федоровской типичных для зон Эльконского горста ранних золотоносных метасоматитов с золотоносным пиритом, браннеритового оруденения и поздней прожилковидной богатой золотосеребряной минерализации, содержащей более крупные выделения золота и минералы серебра.

Проведенные нами фазовые анализы золота и серебра в представительных пробах руд зоны Федоровской подтвердили эти данные: доля более крупного свободного золота, вскрывающегося при дроблении "–0,16" мм и поэтому – амальгамируемого, достигает 88%, а серебра – 63%.

В обычных же рудных зонах Эльконского типа доля свободного амальгамируемого золота составляет обычно менее 10%, редко 15–20%.

По данным детального опробования траншеи и штольни, вскрывающих эту зону по простиранию, установлено в целом столь же тесное пространственное совмещение в рудоносной зоне концентраций золота, урана и серебра (рис. 6.11). В то же время в зоне Федоровской выделяются локальные участки обогащения и обеднения золотом и серебром, что связывается с неравномерным проявлением продуктов второго – позднего серебро-золоторудного минерального комплекса. Его формирование можно связывать с влиянием сравнительно малоглубинных магматических очагов, проявившихся во внедрении на этой территории многочисленных мезозойских щелочных порфировых интрузивных пород калиевого ряда.

Пробность относительно крупного свободного золота второй золотоносности стадии минерализации 630–720. О глубинном магматогенном происхождении серы, входя-

шей в состав сульфидов золото-урановых зон Эльконского горста, свидетельствует ее изотопный состав δS^{34} – от «–0,1 до –12,6 ‰».

Золото-порфировые месторождения Рябиновского типа локализованы в мезозойских щелочных порфировых интрузиях. Прожилково-вкрапленный – порфировый тип руд и их практически монометалльный – золотой состав позволяют нам отнести это оруденение к собственно золото-порфировому типу. Этот тип золотого оруденения является новым. В зарубежной печати только недавно начали появляться данные о наличии аналогов подобных месторождений.

Оруденение месторождения Рябиновое не обладает четким структурным контролем и характеризуется существенно метасоматическим тонковкрапленным и прожилково-вкрапленным тонкозернистым типом руд. Для него характерна весьма сложная морфология рудных тел без четких видимых границ, неравномерное, в основном низкое содержание золота при достаточно значительных размерах золоторудных тел, пригодных для сплошной отработки.

Месторождение Рябиновое приурочено к группе небольших многофазных интрузий мезозойских щелочных пород Алданского магматического комплекса, выходящих на поверхность в крайней западной части Эльконского горста. Здесь, на площади около 20 км², присутствует около 10 отдельных интрузивов и множество мелких тел и даек. Размеры этих сближенных интрузивов достигают 1–3 км². Архейские породы между ними сильно фенитизированы и ошибочно выделялись как ранняя фаза мезозойского магматизма. Оруденение обнаружено пока в двух интрузивах. В наиболее крупном – Мусковитовом площадью около 2,5 км² залегают 5 из уже выявленных 6 рудоносных залежей месторождения. Шестая самая крупная залежь – “Новая” выявлена в пределах другого небольшого округлого четырехфазного интрузива диаметром около 400 м, отстоящего от Мусковитового на 500 м к юго-востоку.

Интрузив Мусковитовый сложен в центральной части нефелиновыми сиенитами, а по периферии эгириновыми сиенитами. Оруденение приурочено к более позднему интрузивному штоку гигантозернистых пегматоидных ортоклазитов и еще более поздней протяженной дайке плотных тонкозернистых щелочных пикритов. Контакты этих поздних интрузивных тел отчетливо контролируют положение золоторудных залежей участка “Центральный”.

Залежь Мусковитовая располагается в эндоконтакте пегматоидных ортоклазитов, состоящих более чем на 90% из гигантозернистого ортоклаза с размером кристаллов до 1 м, шестоватого лучистого эгирина и редких гнездовых выделений кварца размером до 10–20 см. Залежь имеет такую же длину, что и контролирующие ее положение пегматоиды – 300 метров и среднюю мощность около 50 м. По падению вдоль контакта залежь прослежена на 350 м до выклинивания тела пегматоидов на участке сопряжения с вышеупомянутой крупной, протяженностью 1500 м, субмеридиональной дайкой щелочных пикритов. Эта дайка пересекает всю интрузию сиенитов, не выходя за ее пределы, и контролирует пространственное положение остальных четырех залежей Центрального участка, расположенных в ее экзоконтакте. Это второй тип рудных залежей месторождения. Самая крупная залежь – Новая – представляет второй участок месторождения Рябиновое. Она приурочена к изометричному многофазному мезозойскому щелочному интрузиву диаметром около 400 м. Особый интерес в нем представляют самые поздние эпилейцитовые сиенит-порфиры с крупными замещенными порфировыми вкрапленниками и поэтому весьма пористые и наиболее проницаемые. Эти породы локализованы в крайней западной части мезозойского интрузива в виде трубообразного тела эллипсоидальной формы в сечении размером 140х100 м. Тело крупнопорфировых эпилейцитовых сиенит-порфиров вмещает в плане кольцеобразную залежь Новую. Она приурочена к приконтактовой округлой части интрузива эпилейцитовых сиенит-порфиров.

Средние содержания в ней золота составляют 3–4 г/т, серебра – 10–12 г/т. Залежь, как и вмещающая ее интрузия, является крутопадающей. Она прослежена на глубину более 500 м. Состав всех рудных залежей месторождения Рябиновое определяется су-

щественно-метасоматическим строением руд, роль жильно-прожилковых образований в их сложении незначительна.

На 60–90% руды сложены унаследованными от сиенитов частично перекристаллизованными калишпатами с проявлением ранней дорудной серицитизации – мусковитизации. Кроме того, присутствуют карбонаты (1–10%, в гнездах до 25%), мелкоагрегатный, частично прожилковидный кварц (1–10%, до 20%) и сульфиды, преимущественно пирит (1–10%, до 25%), редкие выделения халькопирита, борнита, галенита, сфалерита, блеклых руд, петцита. Золото присутствует как в тонкодисперсном виде в сульфидах (пирите), так и в основном в мелких свободных выделениях, ассоциирующих с рисовидным кварцем, анкеритом, цеолитами. Средняя пробность – 920. Отмечается приуроченность минералов продуктивной ассоциации и золота к замещаемым порфировым вкрапленникам вмещающих пород. По данным гомогенизации включений в кварце, температура рудообразования составляла 248–159 градусов Цельсия. По Коваленкеру В. А. и др. (1996) в рудах установлено присутствие тонких выделений платиновых минералов (мончеит, орликманит).

Золоторудные месторождения Лебединского типа известны в районе с 30-х годов. Для них характерна четкая стратиграфическая приуроченность к нижней 50–150-метровой почке почти горизонтально залегающих карбонатных пород вендско-кембрийского платформенного чехла непосредственно над кристаллическими породами фундамента. Иногда золотое оруденение в незначительных количествах отмечается в слабокарнированных известняках, в мезозойских интрузивах и в породах фундамента. Наиболее крупные рудные тела отчетливо приурочены к площадям широкого развития малых секущих и послонных порфировых интрузий и даек мезозойских щелочных пород Алданского комплекса.

Структура рудного поля определяется его положением в зоне платформенных блоковых дислокаций по разрывам северо-восточного и северо-западного простирания. Внутри блоков осадочные породы чехла залегают почти горизонтально, лишь вблизи крупных пластовых интрузий углы наклона пластов увеличиваются до 10–20 градусов.

Помимо крутых разрывов, иногда сопровождающихся смещениями, характерны горизонтальные и пологие зоны дробления и трещиноватости, располагающиеся согласно слоистости карбонатных пород чехла и имеющие мощность до первых метров.

Для месторождений Лебединского типа характерны рудные тела трех морфологических видов. Самыми значимыми и по размерам, и по наиболее высокому содержанию золота являются послонные обычно линейно-вытянутые вдоль нарушений, лентовидные, иногда многоярусные существенно сульфидные залежи. Второстепенное значение из-за меньших содержаний золота имели наиболее распространенные рудные тела жильного типа, располагающиеся в крутых зонах мелких разрывов. В связи с тем, что тела второго типа часто пространственно совмещены с контролируемыми ими послонными залежами первого типа, наблюдаются также комбинированные рудные тела третьего типа в виде жил-залежей.

Мощность послонных пологих залежей изменяется от 0,1 до 5 м, в среднем составляя около 1 м при ширине в несколько метров, в раздувах до 60 м и протяженности десятки – первые сотни метров (до 1500 м). Форма залежей – весьма сложная. Жилообразные крутопадающие секущие тела характеризуются мощностями 0,1–2 м и длиной 30–1200 м. Протяженность по падению определяется положением жил по отношению к контакту вмещающей карбонатной толщи с архейским фундаментом, так как оруденение протягивается вниз до границы с породами архея, не углубляясь в них больше долей метра. При этом крутопадающие тектонические нарушения, контролирующие жилы, в гнейсах архея продолжают, но количество сульфидов в них резко убывает, содержание золота еще более резко падает. В зонах нарушений, уходящих в архейские породы, отмечается высокая трещиноватость, сильная хлоритизация гнейсов и рассеянная убывающая вкрапленность сульфидов.

Содержание золота в рудах Лебединского типа изменяется от 5–10 г/т (в секущих жильных телах) до 70–80 г/т (в залежах), а в среднем – 15 г/т.

Распределение содержаний золота весьма неравномерное, в гнездах его содержания доходили до кг/т. Содержания серебра составляют в среднем 20–40 г/т (до 95 г/т).

Содержания сульфидов в рудах, особенно в послейных залежах, составляло не менее 75%. В основном это пирит и неравномерно распространенные халькопирит, галенит, борнит, пирротин, сфалерит, блеклые руды, сульфосоли, галеновисмутит, самородный висмут и др. Местами вместо пирита присутствует гематит. Из нерудных минералов присутствуют в основном карбонаты и кварц, а также тремолит, хлорит, серицит, калишпат. В отдельных залежах в зоне сильного окисления и вторичного обогащения наблюдались руды, весьма обогащенные медью (до 7%), реже — свинцом и висмутом.

Несмотря на то, что часть сульфидов является золото- и сереброносной, основная часть золота и серебра в рудах Лебединского типа представлена свободными относительно крупными выделениями. Иногда отмечались самородки золота до нескольких см. Именно с этим типом оруденения связывают формирование многочисленных богатых россыпей золота Центрального Алдана.

Пробность золота в коренных залежах — 900–930. На восточном фланге поля — до 662–750.

В пределах золоторудных тел Лебединского типа, залегающих в основании платформенного чехла, иногда отмечаются незначительные участки с проявлением урановой минерализации, которая, скорее всего, имеет регенерированный характер.

Характерно присутствие рудных залежей Лебединского типа в карбонатных породах нижних горизонтов платформенного чехла всего западного окаймления Эльконского горста. Основные рудные залежи Лебединского рудного поля практически уже отработаны, поэтому золотоизвлекательная фабрика в 1995 году была закрыта.

Золоторудные месторождения Куранахского типа сейчас являются основными объектами добычи коренного золота в районе. Из них ежегодно добывается более 2 млн. т руды.

Недавно на восточном продолжении этого рудного поля в противоположном борту долины р. Якокит открыто во многом аналогичное Нижне-Якокитское золоторудное поле, эксплуатация месторождений которого уже начата (см. рис. 6.9). Месторождения Куранахского рудного поля ныне представлены группами сближенных субпараллельных близмеридиональных и северо-западных линейно вытянутых золотоносных карстовых полостей, залегающих в известняках верхней — куторгиновой свиты нижнего кембрия. Выше залежали в основном съэродированные и сохранившиеся преимущественно в виде элювиально-делювиальных обломков терригенные угленосные отложения юхтинской свиты нижней юры.

На территории рудного поля широко распространены мезозойские дайки Алданского комплекса, в том числе протяженные сложные иногда многофазные дайки субмеридионального-северо-западного направления. Последние часто отчетливо контролируют положение карстовых полостей и вскрываются в их днищах.

Куранахское рудное поле располагается в пределах одноименного прогиба, прилегающего с северо-запада к Эльконскому горсту. В этом прогибе вендско-кембрийская толща чехла достигает своей наибольшей в районе мощности (до 600–700 м).

Основное значение в структуре рудного поля имеют протяженные зоны крутопадающих разрывов субмеридионального север-северо-западного простирания, секущие кембрийские и юрские отложения и продолжающиеся в породах фундамента. Эти главные зоны сопровождаются многочисленными более мелкими разрывами северо-восточного и северо-западного простирания. Обычно это тоже крутопадающие трещины без смещения или с небольшими амплитудами перемещения по ним. Реже отмечаются наклонные сколовые трещины.

Все эти трещинные зоны контролируют положение многочисленных линейных карстовых полостей, приуроченных к самым верхним, выходящим на поверхность горизонтам карбонатной толщи. Карстовые полости, вытягиваясь вдоль разрывных нарушений, имеют различные формы и размеры. Для них типичны значительные протяженность и иногда — ширина при небольшой глубине.

Среди этих карстовых полостей присутствуют располагающиеся неравномерно в виде компактных субпараллельных серий золотоносные карстовые полости. Сближенные группы этих полостей образуют отдельные золоторудные месторождения.

При их изучении еще в 60-х годах удалось обнаружить в карстовых полостях реликтовые глыбы размером до нескольких метров, представленные неокисленными первичными обычно ураносодержащими золотыми рудами.

Эти руды характеризуются относительно высокими содержаниями золота (8–20 г/т) и содержат в среднем 0,1% урана. Именно они могли быть источником золота крупных золотоносных карстовых залежей, представляющих сейчас эти месторождения.

Куранахское рудное поле включает 12 основных золоторудных карстовых месторождений, из которых 5 являются наиболее крупными, а также много рудопроявлений. Они образуют на пологом водоразделе рек Куранах и Якокут протяженную 30-километровую субмеридиональную полосу, располагающуюся непосредственно к северо-западу от Эльконского горста на продолжении его крупнейших северо-западных рудоносных структур (см. рис. 6.9).

В нижних частях рудоносных карстовых полостей наблюдаются зоны дробления и брекчирования известняков, а иногда сильно окисленные мезозойские дайки. Глубина отдельных золотоносных карстовых полостей в среднем 10–20 м, иногда до 60 м. Ширина – 10–80 м, протяженность отдельных золотоносных карстовых полостей составляет от 20 до 1800 м. По глубине золоторудные залежи иногда выполняют всю полость, но обычно они тяготеют к верхним и средним частям карстовых полостей. Более богатые руды обычно приурочены к верхним частям полостей, где и отмечены глыбы первичных руд.

Современные рудоносные карстовые полости выполнены окисленным рыхлым красно-бурым глинисто-песчаным материалом, содержащим переменное количество щебнисто-глыбовых обломков разной крупности. Обломки состоят в основном из вмещающих карбонатных пород. В них также иногда присутствуют нижнеюрские песчаники, мезозойские дайки, изредка – вышеописанные неокисленные первичные уран-золотые руды. Нижние, обычно безрудные части карстовых полостей часто обогащены глинистым материалом.

Глыбы первичных руд имеют в основном брекчиевидное строение. В их составе выделяются светлые часто остроугольные обломки размером до нескольких см и темный цемент. По форме, цвету, следам слоистости первоначально светлые обломки были представлены известняками, а цемент, очевидно, содержал углисто-глинистый и песчаный материал нижнеюрских осадков, т.е. это был материал карстующегося дна раннеюрского бассейна.

Состав золоторудных метасоматитов во всех рудных телах Куранахского поля оказался очень близким. Главным слагающим их минералом является кварц, содержание которого колеблется от 60 до 90%. В переменных количествах присутствуют адуляр (5–20%) и пирит (5–40%). Как второстепенные отмечаются флюорит, кальцит, пелитизированный бурый калишпат, серицит, марказит. В единичных зернах в аншлифах отмечены халькопирит, пирротин, сфалерит и магнетит.

Состав брекчиевидных метасоматитов, характеризующихся наиболее высокими содержаниями золота и урана, – такой же, причем изученный нами отдельно состав их обломков и цемента оказался очень близким, отличаясь тем, что тонкозернистый золотоносный пирит-мельниковит присутствует в основном в их цементе, определяя его темный цвет. И цемент, и обломки в основном сложены агрегатом кварца, содержащего иногда концентрические ромбовидные включения адуляра. В первичных рудах Куранаха выделяются две генерации золота. Первая генерация представлена тонкодисперсным золотом, заключенным в раннем пирите-мельниковите. Содержание его в этом пирите составляет 81–98 г/т. Золото второй генерации – более крупное (0,5–1 мм) и редкое. Оно связано с несколько более поздним кварцем и ассоциирующим с ним пиритом II. Содержание золота в этом пирите – 30,9–45,8 г/т. Проба золота – 700–720. Формы выделения этого золота – прожилковидно-пластинчатая, комковидная, дендритовая. В окисленных

рыхлых рудах кроме вскрывшегося первичного, устанавливается вторичное переотложенное золото, часто находящееся в сростании с гидроокислами железа. Его проба – 900–923.

Представленные пирит-адюляр-кварцевыми метасоматитами первичные руды Куранаха, особенно их брекчиевидные разности в большинстве случаев являются ураноносными (урана до 1–1,2%, а в среднем около 0,1%). Распределение урана – неравномерное и не коррелирует с содержаниями золота. По данным изучения шлифов и радиографии, в этих рудах присутствуют очень мелкие (до 0,01 мм) прожилковидно-вкрапленные иногда кубические выделения уранинита, наложенного на золотоносные метасоматиты.

Для оценки глубоких горизонтов Куранахского рудного поля на нем было пробурено пять профилей наклонных глубоких скважин, пересекающих всю толщу чехла до фундамента, залегающего здесь на глубинах 600–700 м.

В скважинах под рудоносными карстами в карбонатных породах чехла были вскрыты серии зон с сульфидно-карбонатными прожилками. Содержания золота в сульфидах (пирите) из этих прожилков достигало 36–67 г/т, а серебра – 180–740 г/т.

В породах кристаллического фундамента на глубине 600–660 м буровыми скважинами были пересечены зоны прожилков с хлоритом, карбонатом и тонкозернистым пиритом с повышенными содержаниями золота – 13,7 и 24,2 г/т и серебра – 86,2 и 832 г/т.

При гамма-каротаже скважин на этих интервалах были зафиксированы четкие радиоактивные аномалии урановой природы.

Таким образом, приводимые данные позволяют сделать вывод, что формирование первичных руд Куранаха, представленных уран-золоторудными пирит-адюляр-кварцевыми метасоматитами, происходило в процессе мезозойской тектоно-магматической активизации вдоль фиксируемых мезозойскими дайками зон крутых разрывных нарушений на уровне стратиграфического горизонта предъюрского карста и частично – вмещающих его пород.

Судя по отчетливой приуроченности золотоносных карстов к тектоническим зонам и к расположенным в этих зонах дайкам, с учетом состава первичных руд последние были образованы поднимающимися по тектоническим зонам послемагматическими щелочными калиевыми растворами, связанными с тектономагматической активизацией региона. Мощный поток подобных щелочно-карбонатных растворов образовал в породах фундамента крупнейшие золото-урановые рудоносные зоны на соседнем Эльконском горсте. В данной обстановке щелочно-карбонатные растворы не вступали в химическое взаимодействие с вмещающими породами пока циркулировали в карбонатной толще кембрия. На контакте с силикатными сероносно-угленосными терригенными осадками нижней юры, начиная с ее базальных карстовых образований, происходило их интенсивное химическое взаимодействие. Оно проявилось в растворении и перетолжении кварца в виде зерен, содержащих вросстки адюляра, в насыщении растворов имеющейся в породах юры осадочной серой и образовании первичных метасоматических адюляр-пирит-кварцевых уран-золоторудных залежей. В пользу такого представления о происхождении описываемого оруденения Куранахского типа свидетельствует также весьма характерный “осадочный” изотопный состав серы сульфидов первичных руд Куранахского поля – (δS^{34} = от +18 до +30 ‰).

6.4. Золоторудные и урановые месторождения в активизированных зонах складчатых областей

Месторождения этой группы связаны с зонами ТМА в стабилизированных складчатых областях. Ярким примером такой складчатой области в России является палеозойская складчатая область Южного Забайкалья, в которой интенсивно проявлена мезозойская ТМА, определившая важнейшие металлогенические особенности этого региона. В этой складчатой области в палеозойское время получили мощное развитие крупные батолитовые интрузии от габброидного до гранитного составов, образовавшие ряд крупных жестких массивов.

После завершения складчатости в истории района наступил период стабилизации, который сменился мощным проявлением мезозойской ТМА, сопровождавшейся внедрением штоков и трещинных интрузивов гранитоидов, а в отдельных участках и излияниями лав среднего и кислого состава, формированием кальдерообразных структур, многочисленных даек разного состава и трубок взрыва. Значительную роль в этом регионе играет юрско-меловые прогибы, выполненные юрскими вулканитами и меловыми терригенными осадками.

В такой геолого-структурной обстановке в этом регионе сформировались три важных типа крупных месторождений золота и урана.

Золоторудные месторождения Дарасунского типа относятся к золото-сульфидно-кварцевой формации, проявленной в березитизированных и лиственитизированных вмещающих породах.

Дарасунское рудное поле располагается в центральной части Южного Забайкалья и занимает территорию около 60 км². Оно включает три известных золоторудных месторождения – Дарасунское, отрабатываемое с 1930 года, Теремкинское (с 1978 года) и Талатуйское (с 1994 года).

В пределах складчатой области наиболее распространенными являются выходы палеозойских гранитоидов, которые сильно эродированы в процессе длительного поднятия региона. На Дарасунском рудном поле преобладающее значение имеют интрузивные породы, представленные: крупным массивом нижнепалеозойских габброидов и продуктов их изменения – амфиболитов; среднепалеозойскими гранит-аплитами и сиенитами. Большинство исследователей золотое оруденение района относят к этапу тектономагматической активизации и связанными с ней субвулканическими образованиями средне-верхнеюрского возраста. Они представлены штоками и трещинными интрузиями плагиогранит- и гранодиорит-порфирового состава, дайками диорит-порфиров, фельзитов и лампрофиров, а также с приуроченными к центру рудного поля округлыми жерловыми телами экструзивных брекчий, от которых концентрически отходят дайки.

В пределах рудного поля широко развиты разрывные нарушения северо-восточного, северо-западного и субмеридионального направлений, в узлах пересечения которых располагаются золоторудные объекты. Разломы четко проявляются в рельефе и контролируют положение мезозойских даек и гидротермальных образований. На площади Дарасунского блока присутствуют также разломы широтного направления.

В пределах этого блока выявлено около 200 кварц-сульфидных золоторудных жил, составляющих Дарасунское месторождение. Главные из этих жил имеют северо-восточное, а также субширотное простирания и южное падение. Есть и северо-западные жилы с северо-восточным падением. Все жилы имеют характер сколовых нарушений и сдвигов с амплитудами в первые метры. Присутствующие в них золоторудные тела являются маломощными (десятки см), но протяженными с апофизами, раздувами и пережимами. Особенно хорошо жилы прослеживаются по падению с сохранением мощности и направления. Все жилы Дарасунского месторождения относятся к типу жил выполнения трещинного пространства. В центральной части месторождения с локальными жерловыми взрывными структурами связана штокерково-вкрапленная слабозолотоносная минерализация кварц-турмалинового и кварц-пиритового состава.

По своей протяженности на месторождении выделяется три группы рудоносных жил: крупные (1–2,5 км), средние (0,34–1 км) и мелкие (70–300 м). Среди крупных преобладают жилы северо-восточного простирания.

По данным Д. А. Тимофеевского, средняя мощность жил Дарасунского месторождения – около 0,3 м достигая 0,5–1,5 м, редко – 2 м. Часто жилы приурочены к контактам даек и, пересекая их, переходят от одного их бока в другой. Жилы характеризуются полосчатыми текстурами. Сложность состава жил обычно тесно связана с их мощностями, т.к. наращивание выполнения жил происходило в новые последующие стадии минерализации. В маломощных жилах проявляется минерализация одной-двух стадий.

Метасоматическое преобразование околожильных пород выражается в их серицитизации, карбонатизации, березитизации (по кислым породам) и хлоритизации и лиственитизации (по основным). Иногда проявляется турмалинизация.

В золоторудных жилах Дарасунского месторождения установлено более 100 минералов. Главными жильными минералами являются: кварц нескольких генераций, карбонаты, турмалин, хлорит, серицит. Главные рудные минералы представлены пиритом, арсенопиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, блеклыми рудами, бурнонитом, пирротинном, марказитом, антимонитом, гесситом, креннеритом, петцитом, алтаитом, самородным золотом, электрумом, реальгаром, киноварью, минералами висмута, сурьмы и др.

Средние содержания в рудах основных минералов следующие: кварца – 32%; пирита – 14%; карбонатов – 11%. В нижних горизонтах месторождения возрастает относительное количество кварца, пирротина и халькопирита. Самородное золото образует выделения размером до 1–2 мм. Часть золота присутствует в субмикроскопическом виде в пирите, арсенопирите, а также в халькопирите, сульфосолях и галените.

Значение этого субмикроскопического золота ранее недооценивалось, как и экологические последствия присутствия в рудах мышьяка. Поэтому совершенствование технологии переработки руд Дарасунского рудного поля остается весьма актуальной задачей.

Последовательность стадий минерализации была следующей: от ранних существенных кварцевых стадий с турмалином и крупнокристаллическим пиритом к кварц-пирит-арсенопиритовой с тонкодисперсным золотом и далее к нескольким кварц-полиметаллическим стадиям со свободным золотом, серебром, их теллуридами, электрумом. Проба золота составляет 685–925.

Теремкинское месторождение расположено к северо-западу от Дарасунского в области контакта того же габброидного массива с гранитоидами. Здесь широко развиты explosive breccias. По данным Г. А. Юргенсона и др. (1995) на месторождении большое влияние на локализацию оруденения оказывают пологие тектонические зоны, связанные с контактами пород разного состава. Эти зоны играют роль экранов, которые ограничивают оруденение в жилах, отличающихся повышенной мощностью. Здесь наблюдается в целом та же направленность развития минерализации, причем отдельные стадии тоже последовательно проявляются от контактовых частей жил к их центру. На Теремкинском месторождении интенсивно проявлены минералы ранних стадий – турмалин и молибденит, а также галенит, сульфосоли и минералы – спутники самородного золота.

Талатуйское месторождение расположено в краевой северо-западной части габброидного массива, занимающего основную часть Дарасунского рудного поля.

Талатуйское месторождение в отличие от предыдущих месторождений Дарасунского рудного поля контролируется субмеридиональными минерализованными зонами, вмещающими рудные тела существенно метасоматического типа без четких видимых границ. Мощность рудных тел – весьма не выдержанная и составляет 0,3–1 м, до 15 м. Протяженность рудных тел по простиранию – до 2 км. Тела располагаются кулисообразно. Для этого месторождения еще более характерно широкое проявление ранней – кварц-турмалиновой стадии минерализации, сопровождающейся значительным развитием магнетита и халькопирита, которым сопутствует биотитизация пород.

Дарасунское месторождение, разрабатываемое с 1930 г., дало более 100 т золота. В связи с открытием двух описанных соседних месторождений, остающиеся запасы золота Дарасунского рудного поля составляют не менее 60 т. Однако, если в рудах, перерабатываемых до 70-х годов, среднее содержание золота составляло 15–20 г/т, то позже оно снизилось до 8–10 г/т, а в последние годы до 6–7 г/т. Соответственно годовая добыча золота снизилась с 4–5 т до 1–0,5 т. Ныне, после завершения разведки Талатуйского месторождения, производительность Дарасунского рудника может возрасти в 2–2,5 раза, что сделает его рентабельным.

Серебро-золоторудные месторождения Балецкого типа относятся к серебро-золото-адуляр-халцедоновой формации, проявленной в аргиллизированных породах. Они располагаются в восточной части Южного Забайкалья около 120 км восточнее Дарасунского рудного поля.

Этот район также находится в области завершенной герцинской складчатости Восточного Забайкалья, претерпевшей в позднем мезозое тектономагматическую активизацию. Рудное поле включает Балеysкое и Тасеевское месторождения. Оно приурочено к грабену нижнемелового возраста, залегающему в узле пересечения диагональных разломов. Фундаментом и окружением его являются палеозойские гранитоиды. Заполнен грабен континентальными терригенными отложениями нижнемелового возраста мощностью до 650 м. Нижняя часть разреза сложена конгломератами, верхняя — песчаниками и конгломератами, образующими два маркирующих горизонта глыбовых конгломератов, мощностью 30–100 и 20–30 м, играющих роль экранов оруденения. Вблизи кровли верхнего из них развиты тела вторичных кварцитов, фиксирующих верхнюю границу промышленного оруденения.

Балеysкое месторождение приурочено к северной границе грабена, Тасеевское — к южной. Строение первого определяется совокупностью близширотных, в основном пологих, зон дробления и субмеридиональных крутопадающих трещин.

Рудные тела выполняют как крутопадающие, так и пологие системы нарушений. На южном участке осадочные толщи конгломератов и песчаников залегают почти горизонтально. Они пересекаются крутопадающими сбросами северо-восточного простирания, вмещающими крупные жилы и жильные зоны мощностью до 3–4 м. В контактах с ними находятся системы сопряженных небольших трещин с рудными жилами.

Основная часть золота заключена именно в этих коротких крутопадающих жилах.

Золото концентрируется в жилах и в околожильных метасоматитах, образуя вытянутые в меридиональном направлении своеобразные рудные столбы. Рудные жилы сложены халцедоновым кварцем полосчатого строения, присутствуют адуляр, каолин, карбонаты. Сульфидов мало (в ср. до 1,5%), они представлены пиритом, халькопиритом, арсенопиритом. Постоянным спутником золота является пираргирит. Околорудные изменения проявлены в ранней серицитизации и особенно в каолинизации вмещающих пород. Более поздние изменения выражаются в окварцевании, адуляризации, пиритизации и карбонатизации. С наиболее поздними процессами карбонатизации связано рудообразование.

Основная масса золота представлена мелкой разновидностью, редко встречаются золотины размером 0,2–0,5 мм. Пробность золота 650–750. Содержание золота очень неравномерное, достигая в пределах рудных столбов нескольких десятков кг/т. Золото-серебряное отношение в этих участках равно 1:1,4, а за пределами рудных столбов оно близко к 1:3. Балеysкое месторождение отрабатывается с 1929 года, Тасеевское — с 1941 года. По мере отработки среднее содержание золота в разрабатываемых рудах Балеysкого месторождения падало и достигло в 1994 году, когда было получено всего 441 кг золота, 1,2 г/т. Содержание золота в рудах Тасеевского месторождения составляет около 15 г/т.

Однако наблюдающееся продолжение оруденения на глубину в породах фундамента позволяет уверенно прогнозировать наличие на месторождении еще значительных запасов золота — до 40 т.

Урановые месторождения Стрельцовского типа относятся к флюорит-настурановой формации, проявленной в аргиллизированных породах чехла и гранитоидах фундамента.

Они присутствуют в южной части Восточного Забайкалья, к югу от Балеysкого золоторудного поля.

Месторождения этого типа наиболее хорошо разведаны и изучены в пределах Стрельцовского урановорудного района. Подобные объекты известны и на смежных территориях в Монголии и Китае. Стрельцовское рудное поле расположено в краевой части Урулунгуевского срединного массива в пределах Монголо-Приаргунского вулканического пояса. В течение длительного времени, начиная с протерозоя, срединный массив развивался в режиме устойчивого воздымания. Активное развитие процессов гранитизации сопровождалось привносом в верхнюю часть земной коры большого ко-

личества калия, урана, тория, титана. Типоморфными структурами фундамента являются крупные сводовые поднятия и гранито-гнейсовые купола.

Урановые месторождения сформировались в результате проявления интенсивных процессов позднемезозойской тектономагматической активизации. Они приурочены к вулкано-тектонической депрессии кальдерного типа (депрессии проседания). Периферия депрессии ограничена дугообразными разломами кальдеры, которые определяют границы площади рудного поля.

В стратиграфическом разрезе выделяется два структурных этажа. Нижний сложен гнейсовидными крупно- и среднезернистыми гранитами с ксенолитами древних кристаллических сланцев и мраморизованных известняков. Фундамент претерпел длительную эволюцию, завершившуюся формированием поднятия в раннем палеозое.

Основными особенностями состава фундамента являются гетерогенность и разновозрастность слагающих его пород, проявленность метасоматических, палингенно-анатектических и интрузивных форм гранитообразования, заметная роль продуктов длительного и многоэтапного процесса кремнeshелочного метасоматоза. Этот процесс сопровождался выносом кальция, магния и железа, привнесом кремнезема, калия и натрия. Максимальной калишпатизации породы фундамента подвергались в связи с позднепалеозойским гранитообразованием. Наибольшая интенсивность процессов кремнeshелочного метасоматоза отмечается вдоль зон крупных разломов. Длительный кремнeshелочный метасоматоз в породах фундамента сопровождался привнесом урана и повышением его содержания в измененных гранитах до $6,9 \times 10^{-4}\%$.

Верхний структурный этаж представлен чехлом осадочно-вулканогенных пород, разрезы которых полно сохранились в кальдерных депрессиях. Породы залегают почти горизонтально или полого наклонены к центру депрессий. В их строении выделяются две толщи, отвечающие двум циклам вулканизма мезозойской магматической активизации (рис. 6.12).

В основании нижней толщи наблюдаются грубообломочные базальные конгломераты и гравелиты с маломощными прослоями песчаников и алевролитов. Выше развиты мощные стратифицированные тела базальтов, андезитобазальтов, покровы трахидацитов и их игнимбригов. Эффузивы чередуются с маломощными, но выдержанными горизонтами терригенных пород. Мощности покровов (базальтов, андезитов, дацитов) в пределах кальдерного прогиба изменяются в широких пределах (до полного выклинивания на отдельных участках), но суммарная мощность толщи выдержана и составляет первые сотни метров.

Породы верхней толщи с размывом залегают на породах нижней. Несогласие наиболее отчетливо выражено в центральной части депрессии. Разрез начинается терригенными осадочными породами и поздними базальтами, которые характеризуют начало второго цикла эффузивной деятельности. Вверх по разрезу основные эффузивы последовательно через горизонты осадочных пород и туфопесчаников сменяются дацитами и туфами дацитов. Завершается эффузивный разрез мощной пачкой монотонных и флюидальных фельзитов. Наиболее значительные содержания урана (до 15–20 г/т) отмечаются в самых молодых породах ультракислого состава. Мощность верхней толщи сопоставима с мощностью нижней и составляет также несколько сотен метров.

Заканчивается процесс формирования вулканогенных пород рудного поля внедрением субвулканических интрузий граносиенитов, даек липаритов и андезитов. Рвущие субвулканические тела и экструзивы залегают в дугообразных разрывах на периферии кальдеры.

Различие литологического состава пород находит отражение в существенных отличиях их физико-механических свойств. Трахидациты и фельзиты отличаются от других эффузивов и качественно сходны между собой высокой эффективной пористостью (до 15%) и склонностью к хрупким деформациям. Высокой первичной пористостью обладают и туфогенно-осадочные породы, но, в отличие от эффузивов, они более пластичны.

Рудное поле имеет мелкоблоковое строение и характеризуется наличием многочисленных разломов и зон мелкой трещиноватости. Все это обеспечило формирование

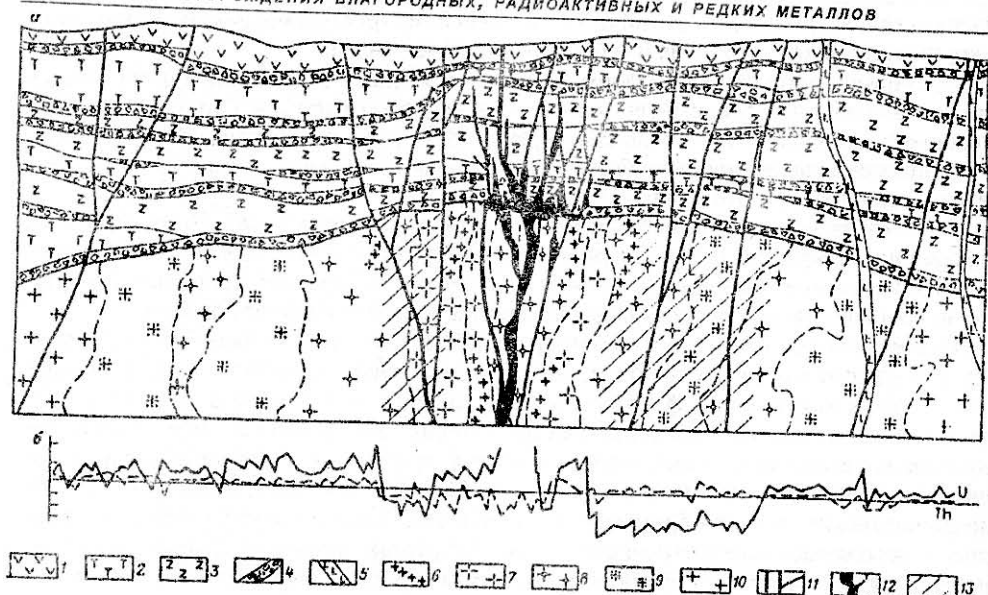


Рис. 6.12. Геологический разрез пород тектоно-вулканической депрессии (а) и графики распределения концентраций урана и тория в гранитах фундамента (б). По И.В. Модникову.

1 — фельзиты; 2 — андезит-базальты; 3 — трахидациты; 4 — конгломераты, гравелиты, песчаники; 5 — дайки основного состава; 6–10 — гранитоиды: 6 — аплитовидные, 7 — пегматоидные, 8 — лейкократовые, 9 — биотитовые, 10 — гранитогнейсы; 11 — разрывные нарушения; 12 — рудные тела; 13 — области пониженных содержаний.

в разных частях гетерогенного стратиграфического разреза областей повышенной проницаемости для разгрузки напорных гидротермальных систем в локальных структурных узлах пересечения разноориентированных разломов и сопряженных с ними зон повышенной трещиноватости. Закономерности локализации оруденения во многом определяются широким развитием разломов, которые по разному проявлены в основании депрессии и среди осадочно-вулканогенных отложений. (Вольфсон Ф. И. и др., 1978).

По условиям залегания, морфологии и внутреннему строению рудные тела объединены в три основных структурно-морфологических типа: 1) крутопадающие жилы и линзовидные тела; 2) линейные и уплощенные штокверки, имеющие в плане лентообразную форму; 3) пластообразные залежи.

Рудные тела жильного типа проявлены в верхних частях разреза эффузивно-осадочной толщи. На отдельных участках они формируют сближенные жильные системы сложного строения, переходящие в линейные штокверки. Крупные рудные тела линзовидной и жилообразной формы, приуроченные к крутопадающим разрывным нарушениям, известны в породах фундамента — гранитах и ксенолитах известняков. На отдельных участках крутопадающих рудных тел наблюдаются раздувы мощностью до 70 м (рудные столбы), приуроченные к узлам сопряжения и пересечения рудовмещающей зоны с разрывами других направлений.

Линейные и уплощенные штокверки возникают в крутопадающих зонах дробления, секущих слоистую толщу осадочных и эффузивных пород. В горизонтах с благоприятными для трещинообразования механическими свойствами (особенно в трахидацитах и фельзитах) происходит резкое увеличение мощности зон повышенной трещиноватости. В разрезе рудный штокверк как бы вписывается в горизонты благоприятных пород, ограничиваясь по восстанию и падению пластами пород другого состава. В плане такие штокверки вытянуты по простиранию крутопадающих зон разрывов и по форме близки к широким лентам, часто занимающим пространство между системами сближенных крутопадающих разрывов. Основные текстуры руд в штокверках — прожилковые, прожилково-вкрапленные и брекчиевые.

Пластообразные рудные залежи, приуроченные к горизонтам осадочных и туфо-генно-осадочных пород, известны на различных стратиграфических уровнях разреза. Наиболее крупные тела установлены в туфогенных песчаниках и гравелитах под покровом кислых пород в верхних частях разреза и базальных горизонтах конгломератов, перекрывающих гранитоиды основания. Пластовая форма рудных залежей осложняется многочисленными апофизами по секущим крутопадающим разрывам. Наиболее высокие концентрации урана в пластовых залежах выявлены в участках, обогащенных обуглившимися растительными остатками или линзами бурых углей в сочетании с послойными разрывами в кровле и почве осадочных пород. Пластообразные рудные залежи сформировались одновременно с рудными штокверками и жилами.

Все рудные тела имеют сложное внутреннее строение: обогащенные участки чередуются с участками пустых пород и некондиционных руд. Контакты рудных тел с вмещающими породами нечеткие, определяются только по результатам опробования. Морфология рудных тел во многом зависит от показателей кондиций, принятых для их оконтуривания.

Обогащенные участки внутри рудных тел приурочены к изгибам по падению и простираению рудовмещающих разрывов, узлам их расщепления, пересечения и сопряжения, к участкам пересечения крутопадающими нарушениями пластов с повышенной эффективной пористостью и прослоев осадочных пород, обогащенных углистыми остатками.

Процесс гидротермального минералообразования протекал в несколько стадий.

Дорудные метасоматические изменения пород происходили в две стадии: 1) карбонат-гидрослюдистую (аргиллизацию); 2) кварц-альбитовую.

Этот процесс сопровождался значительным привнесом калия и проявился в образовании гидрослюд и смешанослойных силикатов гидрослюдисто-монтмориллонитового типа. Калиевый метасоматоз сменился натриевым, приведшим к альбитизации пород фундамента и эффузивной толщи. Мощность ореолов аргиллизации и альбитизации зависит от степени нарушенности пород, интенсивности проявления гидротермального процесса.

Жильные и рудные минералы отлагались в три стадии: 1) кварц-карбонат-сульфидную; 2) иордизит-настурановую (рудную); 3) карбонат-флюоритовую. Кроме настурана, в рудах распространены коффинит и браннерит.

Завершают гидротермальный процесс кварц-флюоритовые, анкеритовые и кальцитовые жилы и прожилки, нередко образующие внутрижилные брекчии по жилам урановорудной стадии.

Возраст урановых руд, определенный по настуранам уран-свинцовым методом, составляет 140 ± 10 млн. лет и оказывается близким к возрасту самых поздних вулканических тел позднемезозойского магматизма. Это позволяет связать промышленные концентрации урана с поствулканической гидротермальной деятельностью, закономерно проявившейся во многих палеовулканических районах.

Рудоотложение в депрессии происходило в приповерхностных условиях – на глубинах от 300 до 1500 м от поверхности. Температура рудогенерирующих растворов на ранних стадиях минералообразования была близкой к 350–300 градусов Цельсия. В период рудной стадии она составляла 200–150 градусов Цельсия, а в послерудную – 150–80 градусов Цельсия.

6.5. Редкометалльные месторождения в активизированных зонах древних платформ и складчатых областей

Сырьевая база и добыча руд для важнейшей современной техники в значительной части определяется тремя типами месторождений, которые связаны с зонами ТМА многих древних платформ и иногда стабилизированных складчатых областей.

Для образования первого типа месторождений определяющую роль играют массивы ультраосновных – щелочных пород, с которыми связаны особые образования – карбонатиты. Второй тип месторождений многих редких металлов связан со значительно

менее распространенными в мире, но имеющими большое значение интрузивными комплексами нефелин-калишпатовых щелочных массивов. И, наконец, недавно выявленный пока еще редкий – третий тип месторождений группы редких металлов связан с бериллиеносными флюоритовыми метасоматитами.

Редкометалльные карбонатитовые месторождения.

Карбонатиты были открыты в двадцатых годах текущего столетия на массиве Фён в Норвегии и в других районах Скандинавии, где они впервые названы карбонатитами. Это магматогенные породы существенно карбонатного состава, содержащие в промышленных концентрациях минералы ниобия, тантала, редких земель, фосфора, железа, титана, циркония, а также флюорит, барит и др. Карбонатиты генетически связаны с формированием ультраосновных-щелочных пород и входят в состав зонально-кольцевых массивов, сложенных серией пород разнообразного петрографического состава (от ранних к поздним): ультрамафиты (пироксениты, оливиниты, перидотиты); фиодолиты (якупирангиты, мельтейгиты, йолиты, уртиты); мелилитовые породы (турьяиты, окаиты); нефелиновые и щелочные сиениты. Такие массивы выделяют как комплексы ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов (УЩК). По А. А. Фролову положение основных известных в мире 25 провинций карбонатитов контролируется континентальными зонами растяжения (рис. 6.13).

УЩК представляют собой (А.А. Кухаренко и др.) дифференциаты глубинной мантийной магмы щелочно-ультраосновного состава. Площадь массивов в плане составляет от первых км² до десятков км², редко более, – в среднем 20–25 км². Из более чем 300

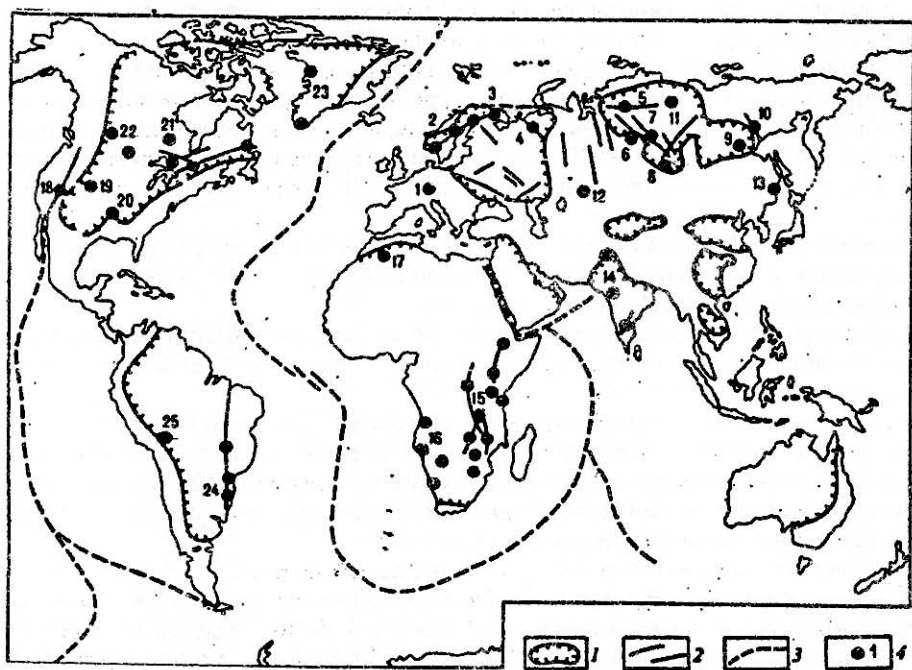


Рис. 6.13. Схема размещения провинций ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов. По А.А. Фролову, 1975.

1 – древние платформы; 2 – континентальные зоны растяжения (рифты, авлакогены); 3 – океаническая рифтовая система; 4 – провинции ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов: 1 – Прирейнская, 2 – Скандинавская, 3 – Карело-Кольская, 4 – Тиманская, 5 – Маймеча-Котуйская, 6 – Приенисейская, 7 – Чадобецкая, 8 – Восточно-Саянская, 9 – Алланская, 10 – Сетте-Дабанская, 11 – Куонамская, 12 – Кокчетавская, 13 – Сихотэ-Алинская, 14 – Индийская, 15 – Восточно-Африканская, 16 – Западно-Африканская, 17 – Северо-Африканская, 18 – Невадийская, 19 – плато Колорадо, 20 – Степного Запада, 21 – Восточно-Канадская, 22 – Западно-Канадская, 23 – Гренландская, 24 – Восточно-Бразильская, 25 – Западно-Бразильская.

известных массивов УЩК исключением являются самые крупные – Хибинский (1300 км²), Гулинский (2000 км²), Томторский (200 км²), расположенные в Заполярье России. Внутренние части массивов, как правило, занимают карбонатиты, образующие крупные штокообразные цилиндрические или конические тела, а также концентрические и радиальные жильнообразные залежи и линейные жильные и метасоматические зоны значительной протяженности по простиранию и на глубину (рис. 6.14).

По данным А. А. Фролова, в геологической формации массивов УЩК, как ни в какой другой, сочетаются ультраосновные, щелочные и карбонатные породы, что определяет разнообразие связанных с ней полезных ископаемых, насчитывающих более 30 видов. Из них важное значение представляют многие месторождения интересующих нас полезных ископаемых, связанные с карбонатитами и в меньшей степени с ассоциирующимися с ними ультраосновными и щелочными породами (табл. 6.4). Горными предприятиями добываются связанные с УЩК руды: фосфатов (апатита), ниобия (пироксена), редких земель (бастнезита, монацита, паризита и др.), железа (магнетита), титана (анатаза, рутила, перовскита), меди (халькопирита, борнита и др.), флюорита, флогопита, вермикулита. При их разработке и обогащении попутно извлекаются никель, платиноиды, золото, уран, карбонатное сырье. В ряде массивов рассматриваемого типа прак-

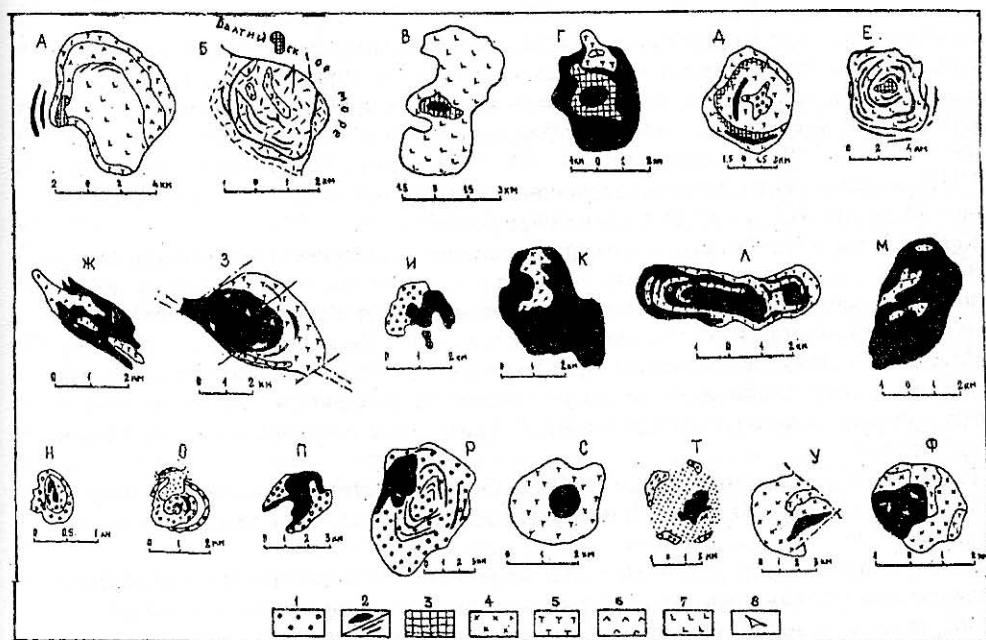


Рис. 6.14. Типы рудоносных массивов карбонатитов. По А.А. Фролову.

Массивы с месторождениями железо-фосфорных руд (камафоритов): А – Ковдор; Б – Альне; В – Палабора; Г – Ессей; Д – Букусу; Е – Арбарастах.

Массивы с месторождениями комплексных фосфорно-тантало-ниобиевых руд: Ж – Среднезиминский; З – Белозиминский; И – Мбея; К – Луше; Л – Ока; М – Горноозерский.

Массивы с месторождениями поликомпонентных руд (редких земель, ниобия, флюорита, апатита, барита и др.): Н – Канганкунде; О – Тундулу; П – Чилва; Р – Гудини; С – Саланлатвинский; Т – Калькфельд; У – Кийский; Ф – Большетагнинский.

1 – агломераты и вулканические брекчии; 2 – карбонатиты; 3 – апатит-магнетитовые породы (камафориты); 4 – щелочные и нефелиновые сиениты; 5 – пироксен-нефелиновые породы (якупирангиты, мельтейгиты, ийолиты, ургиты); 6 – мелилитовые породы (турьяриты и др.); 7 – ультрамафиты (пироксениты, оливиниты, перидотиты); 8 – ориентировка полосчатости карбонатитов.

Основные редкие и благородные металлы, концентрирующиеся в массивах УЩК.
По А.А. Фролову

Металлы (минеральные типы их руд)	Запасы руды, млн. тонн	Содержание в руде, %	Основные месторождения
Ниобий (пироксеновые карбонаты)	$px10 \rightarrow px100$	0,1-0,2 до 4 Nb ₂ O ₅	Араша, Тапэра (Бразилия), Сент-Оноре, Ока (Канада), Томтор, Белая Зима (Россия)
Тантал (танталитовые и пироксено-танталитовые карбонаты)	$px10$	0,01-0,1 Ta ₂ O ₅	Маунт-Вельд (Австралия), Средняя Зима (Россия), Кривые (Канада)
Редкие земли (перизит-бастнезит-монацитовые карбонаты)	$px10 \rightarrow px100$	0,5-5 до 20 TR ₂ O ₃	Маунтин-Пасс (США), Канганкунде (Малави)
Уран (танталитовые карбонаты, альбититы)	$p \rightarrow px10$	0,01-0,05 U ₃ O ₈	Вериги, Маниту Айленд (Канада), Средняя Зима (Россия), Ханышопи (Афганистан)
Торий (пироксеновые карбонаты, иногда с ураноториитом)	0,1-1 п	0,01-0,1 ThO ₂	Салопре, Мато Прето (Бразилия), Чиритзуло (Парагвай), Чичва (Малави)
Титан (перовскит-титано-магнетитовые проксениты, иногда содержащие коры выветривания)	$p \times 100$	10-20 TiO ₂	Тапэра (Бразилия), Африканда (Россия)
Цирконий (бадделейт-содержащие камафориты и карбонаты)	$p \times 10$	0,1-0,5 ZrO ₂	Палабора (ЮАР), Ковдор (Россия)
Серебро (сульфид-содержащие карбонаты поздних стадий)			Айрон-Хилл (США)
Золото			Айрон-Хилл (США), Палабора (ЮАР)

тический интерес могут представлять тантал (танталит), молибден, свинец, цинк, ванадий, бокситы (в латеритных корах выветривания щелочных пород). В недалеком прошлом из карбонатитовых месторождений ежегодно получали (в тоннах): апатита – более 10 000 000, магнетита – около 8 000 000, пироксена – 23 635, бастнезита (монацита) – 40 470, меди – 107 927, флюорита – 45 000, бадделейта – 18 534, цементного сырья – 750 718, нефелинового сиенита (полевощпатового сырья) – 262 000, благородных металлов – 18, урана (U₃O₈) – 87, анатаза – более 500 000.

Карбонаты обладают огромным промышленным потенциалом комплексного сырья, и в ряде стран мира продолжается разведка и освоение этих уникальных по набору полезных ископаемых и масштабам месторождений: Маунт Вельд (Австралия), Мабуни (Габон), Сейс-Лагос, Ипанема, Анитаполис, Каталан (Бразилия), Соколи (Финляндия), Мартинсон-Лейк, Сент-Оноре и др. (Канада). На них комплексные руды представлены корами выветривания карбонатитов – самыми продуктивными образованиями, в которых содержание рудных минералов в 2,5–3 раза выше по сравнению с их первичным субстратом.

Такие руды содержат от 3–4% до 7–8% Nb₂O₅, в перебитой коре выветривания и до 15–18% TR₂O₃, а также TiO₂, P₂O₅. Они разрабатываются открытым способом с высокой эффективностью.

Как отмечалось выше, редкие металлы, их добыча и использование в промышленности являются важным показателем научно-технического прогресса государства.

Потребление редких металлов в США и России и цены на них приведены в табл. 6.5. В составе карбонатитовых массивов А. А. Фроловым выделяются три последовательно образующихся группы месторождений: ранняя – фосфорно-железистая, промежуточная – тантало-ниобиевая, поздняя – поликомпонентная, преимущественно редкоземельная. В их образовании различают четыре стадии рудообразования, проявляющиеся на фоне общего снижения температуры процесса:

- ранняя кальцитовая (t = 650–520 градусов Цельсия) с основными рудными компонентами Fe, P;
- поздняя кальцитовая (t = 550–390 градусов Цельсия) с P, Nb, Ta;
- кальцит-доломитовая (t = 420–300 градусов Цельсия) с Nb;
- анкерит-сидеритовая (t = 320–200 градусов Цельсия) с TR, Nb, F, Sr.

В каждую стадию формировались карбонаты и сопутствующие им карбонатно-силикатные породы с определенным составом породообразующих и рудных минералов. Продукты ранних стадий приурочены к периферии массивов ультраосновных-щелочных пород, а поздние локализуются в их центральных частях.

Таблица 6.5

**Потребление редких металлов в США и России
и цены на них. Велихов, 1999**

Металлы	Единица измерений	Потребление		Цена в долларах США за 1 кг
		США	Россия	
Цирконий	тыс. т	55	5-6	20-26
Ниобий	тыс. т	3,8	0,5-0,6	75-106
Тантал	т	500	35	220-400
Редкие земли в том числе:	тыс. т	20	1,5	7-11
Церий	тыс. т	4	1,3	7,5-30
Лантан	тыс. т	2	0,1	90
Неодим	т	800	120	20-40
Самарий	т	100	1	80-95
Европий	т	10-15	3	400
Бериллий	т	205	40	720
Литий	т	2600	300	80-85
Германий	т	25	0,5	950
Рений	т	25	1,3	900

По мере падения температуры от стадии к стадии происходит увеличение числа породообразующих и рудных минералов. В результате поздние стадии отличаются от ранних более сложным вещественным составом руд. Приуроченные к карбонатитовым массивам ранние фосфорно-железородные месторождения образуют апатит-магнетитовую группу. Эти месторожде-

ния достаточно распространены и важны, в том числе благодаря возможному присутствию в них промышленных содержаний и крупных запасов цветных и редких металлов (медь, цирконий и др.).

Такие карбонатиты установлены в 25 массивах. Среди них выделяются наиболее крупные – Палабора (ЮАР), Букусу (Уганда), Ковдор, Арбарастах, Вуорни-Ярви, Ессей (Россия). Однако эффективная разработка руд ведется пока только на двух массивах – Палабора и Ковдор.

Месторождение Палабора разрабатывается как крупное медное месторождение, где попутно с медью добываются уран, золото, серебро, хотя содержание их в рудах весьма низкое. В составе кольцевой интрузии выделяются раннее трубообразное тело пироксени-тов и более поздние тела сиенитов, рудных полосчатых карбонатитов с апатитом и безрудных карбонатитов. Возраст пород комплекса близок к 2050 млн. лет. Руды локализуются в апатитонесных полосчатых карбонатитах, залегающих в центре массива и имеющих площадь 1,4х0,8 км². В этих карбонатитах присутствует обильная медная минерализация, которая прослеживается до глубины более 1000 м. Руды сложены апатитом, магнетитом, халькозином, пирротинном и другими минералами. В них содержится ураноторит, золото, серебро и платиноиды, которые извлекаются попутно при переработке медных руд (рис. 6.15).

Подобное строение имеют карбонатиты фосфорно-железистой группы с редкземельной минерализацией. Основную промышленную ценность в них представляют апатит-магнетитовые руды, называемые камафоритами или фоскоритами с запасами в сотни миллионов тонн руды с содержанием 30–50% железа, 8–10% P₂O₅ и попутным получением при их переработке бадделеита (ZrO₂) и пирохлора (Nb, Ta). К числу крупных фосфорно-железородных объектов относятся Ковдор, Ессей, Враас, Арбарастах.

Ковдорское месторождение приурочено к сложнопостроенному по зонально-кольцевому плану массиву оливинитов, ийолит-мельтейгитов, турьяитов и карбонатитов общей площадью 9,5х5,5 км. Главное рудное тело апатит-магнетитовых руд при мощности 800 м вытянуто в субмеридиональном направлении на 1500 м и прослежено на глубину более 1 км. Разрабатывается карьером с получением магнетитовых, апатитовых и бадделеитовых концентратов. В северной части массива эксплуатируются флогопитовые и вермикулитовые залежи.

Тантало-ниобиевая группа карбонатитовых месторождений является самой распространенной. Из насчитываемых в мире более 300 карбонатитивных массивов, каждый третий-четвертый содержит тантало-ниобиевую минерализацию.

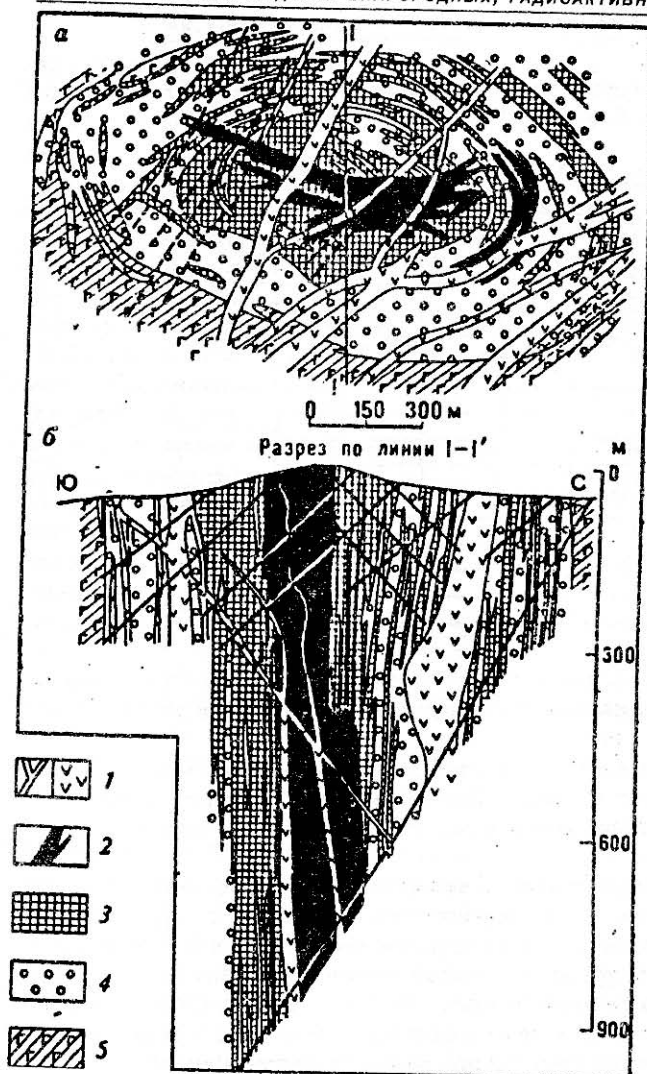


Рис. 6.15. План (а) и вертикальный разрез (б) карбонатитового ядра массива Палабора.
По Дж.К. Герберту, 1967.

1 — долериты; 2 — медные (борнит-халькопиритовые) руды; 3 — карбонатиты; 4 — фосфориты (апатит-фосфорит-магнетитовые породы); 5 — слюистые пироксениты.

доточена в коре выветривания, мощность которой до 100 м. Рудоносный массив представлен субвертикальным штоком диаметром около 6 км, сложенным якупирангитами и ослюденелыми пироксенитами с титано-магнетитом. На контакте якупирангитов с вмещающими породами залегают мощные тела карбонатитов, образующих систему дугообразных жил. Запасы пентоксида ниобия в латеритной коре выветривания составляют 11,5 млн. т, в том числе подтвержденные — 4,3 млн. т. Среднее содержание Nb_2O_5 2–2,5%. Главный рудный минерал — пироклор.

Разработка руд ведется открытым способом с производительностью карьера 1,2 млн. т руды в год. Обогажительная фабрика ежегодно выпускает 17,5 тыс. т ниобия в концентрате. В состав горно-металлургического комбината входит феррониобиевый завод, мощностью 20 тыс. т сплава в год; завод по производству пентоксида ниобия

Основными рудными минералами в них являются пироклор и гатчеттолит, в поздних карбонатитах появляется колумбит. В настоящее время в добыче ниобиевого сырья первое место принадлежит пироклоровым карбонатитовым рудам. Наиболее крупными являются Араша, Сейс-Логос, Каталан (Бразилия), Маунт-Вельд (Австралия), Ока (Канада), Луеше (Заир), Томтор, Белая Зима (Россия).

Среднее содержание ниобия в таких карбонатитовых массивах 0,1–0,15% Nb_2O_5 . В наиболее крупных месторождениях с богатыми рудами содержание Nb_2O_5 возрастает до 0,2–0,7%, а в корях выветривания наиболее крупных и богатых из них до — 1,34% (Луеше), 2,6% (Араша), 4–5% (Томтор). В разновидности пироклора — гатчеттолите, всегда присутствует повышенное содержание урана — от 5–7 до 20–25%. Пироклор присутствует в виде вкрапленности октаэдров и кубооктаэдров размером до 3–5 мм, иногда более.

Ведущее место в мире по описываемому сырью принадлежит Бразилии.

Месторождение Араша (Борейро) в штате Минас-Жераес (Бразилия) — одно из наиболее крупных по запасам руд и их высокому качеству. Большая часть запасов сосре-

высокой чистоты мощностью 2000 т в год; полупромышленная установка, выпускающая 10 т в год металлического ниобия. Введено в строй предприятие по производству металлического ниобия (99,7% чистоты) с проектной мощностью 40 т металла в год.

Месторождение Тапира расположено в 55 км к югу от Араши. Имеет форму овального штока площадью 35 км². В его составе преобладают карбонатиты и пироксениты. Запасы титановых руд (анатаза) — 325 млн. т (16,3% TiO₂), апатитовых — 990 млн. т (15% P₂O₅), пироксеновых — 165 млн. т (1,18% Nb₂O₅). Производятся редкие земли, иттрий и ниобий.

Месторождение Каталан находится вблизи одноименного города. Здесь известны два карбонатитовых массива, в которых суммарные запасы пентоксида ниобия — 700 тыс. т при среднем содержании в руде 1,5%.

В 1983 г. обнаружено новое самое крупное карбонатитовое месторождение Сейс-Лагос в бассейне р. Амазонки. Запасы, по предварительной оценке, в 3 раза превышают запасы Араши при сходном содержании ниобия.

Второй страной с высоким потенциалом руд, связанных с карбонатитами, является Россия, на территории которой в пределах Восточно-Европейской и Сибирской платформ выявлено около 70 массивов рассматриваемого типа. Из десяти месторождений комплексных карбонатитовых руд с разведанными запасами (Белозиминское, Ковдорское, Томторское, Большетагнинское, Среднезиминское, Татарское, Вуориярвинское, Себлявринское и др.), разрабатывается лишь Ковдорское (Кольский полуостров) с получением магнетитовых, апатитовых, бадделеитовых концентратов, флогопита и вермикулита. Подготовлены к эксплуатации Белозиминское и Татарское месторождения.

Белозиминское месторождение в Восточном Саяне на территории Иркутской области локализовано в контуре крупного карбонатитового штока (площадь около 10 кв. км), входящего в состав щелочно-ультраосновного массива зонально-кольцевого строения. Руды представлены двумя типами: выветрелыми карбонатитами (0,5–1,5% Nb₂O₅, 12% P₂O₅) и коренными массивными карбонатитами (0,2–0,4% Nb₂O₅, 0,012–0,017% Ta₂O₅, 4–5% P₂O₅). Суммарные учтенные запасы составляют 1,5 млн. т Nb₂O₅. Прогнозные ресурсы ниобия и фосфора в несколько раз превышают разведанные запасы. Кроме того, учтены запасы редких земель — 1 млн. т TR₂O₃ и тантала, урана, свинца и цинка.

Большетагнинское месторождение, находящееся в 10 км от Белозиминского, располагает разведанными запасами в 800 тыс. т Nb₂O₅ при среднем содержании в руде 1,1% и запасами флюорита 5 млн. т CaF₂.

Татарское месторождение в Енисейском кряже (Красноярский край) располагается в остаточной коре выветривания карбонатитов, содержащей 0,7% Nb₂O₅ и 13–15% P₂O₅.

С формацией ультрамафитов, ийолитов и карбонатитов связано образование уникально богатого редкометального месторождения Тамтор на северной периферии Сибирской платформы в Саха-Якутии. (Толстов И. В., Тянь Р. А., 1996). Это новый в мировой практике геолого-промышленный тип — ксенотим-монацит-пироксеновой элювиальной эпигенетически преобразованной коры выветривания карбонатитов. Месторождение образовано в коре выветривания карбонатитов Тамторского массива среднепалеозойского возраста. Массив имеет вид крутопадающего тела эллипсовидной формы в плане диаметром около 20 км и площадью 250 км² (рис. 6.16).

Массив карбонатитов имеет зональное строение. От периферии к центру выделяются следующие зоны: щелочных и нефелиновых сиенитов горизонтальной мощностью от 2 до 10 км; уртитов, ийолитов, мельтейгитов, якупирангитов — 1–2 км; ранних кальцитовых и доломитовых карбонатитов с калишпатом и поздних карбонатитов, находящихся в центральной части массива и имеющих площадь 5 км².

Ранние доломит-кальцитовые карбонатиты содержат 0,056% Nb₂O₅ и 0,55% — TR₂O₃. Поздние кальцитовые карбонатиты содержат Nb₂O₅ в среднем 0,27% и 0,7–1,8% TR₂O₃ за счет пироксенов (Лапин, Толстов, 1995). В некоторых породах этого комплекса содержание ниобия достигает 0,3% легких лантаноидов — 0,5%, иттрия — 0,05%, скандия — 0,001%.

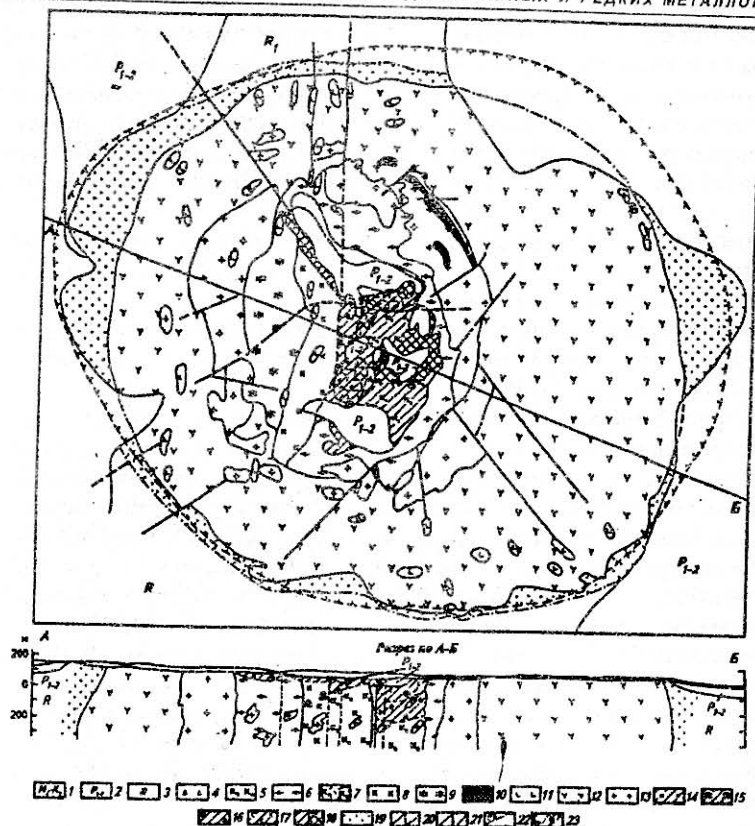


Рис. 6.16. Геологическое строение массива Томтор (без чехла мезо-кайнозойских отложений).
По А.В. Лапину и А.В. Толстову, 1995.

1–3 – осадочный комплекс: 1 – кайнозойская и мезозойская группы, 2 – пермская система, 3 – рифей; 4–13 – интрузивный и метасоматический комплексы: 4 – 7 поздняя: 4 – эксплозивные карбонатитовые брекчии, 5 – поликарбонатные карбонатиты (доломит-анкеритовые, доломит-сидеритовые, кальцит-анкеритовые и др.), 6 – калишпат-апатит-слюдистые породы, 7 – слюдисто-карбонатные (шамозит-анкеритовые и шамозит-кальцитовые породы); 8–10 – ранняя: 8 – доломит-кальцитовые и кальцитовые карбонатиты, 9 – калишпат-амфибол-карбонатные (с доломитом, кальцитом и анкеритом) породы, 10 – кальцит-флогопит-магнетитовые породы; 11 – альенит-тингуазитовая серия: пикриты, альениты, пикритовые порфиты, лампрофиты; 12 – щелочные и нефелиновые сиениты; 13 – пироксениты, якупирангиты, мельтейгиты, ийолиты, уртиты; 14–23 – гипергенный комплекс: 14 – коалинит-гидрослюдные коры выветривания, 15 – лимонитовые, 16 – лимонит-франколитовые, 17 – сидеритизация пород коры выветривания, 18 – площадь развития кор выветривания: а – остаточных (железо-фосфатных), б – осветленных (пироксено-алюмофосфатных), 19 – зоны сканирования и мраморизации, 20 – геологические границы: установленные (а), предполагаемые (б), 21 – разрывные нарушения достоверные (а), предполагаемые (б), 22 – границы массива по данным магниторазведки, 23 – границы массива: перекрытые осадочным чехлом (а), по данным гравиразведки (б).

В карбон-раннепермское время, в условиях жаркого влажного климата в районе сформировалась линейно-площадная кора выветривания латеритного профиля мощностью до 300 м сложного строения за счет размыва коры выветривания, развитой по карбонатитам. В результате механического сноса и хемогенного эпигенетического преобразования в осадках накапливались минералы группы крадаллита (20–80%), пироксенол (1–40%), рутил, анатаз, ильменорутит (1–20%), монацит (1–40%), гетит (5–30%), ксенотим (1–50%), каолинит (1–15%), кварц (1–5%) и другие минералы.

Геохимически специализированные породы области сноса и питания грунтовых вод служили источниками элементов, обогащавших отложения перемытых кор вывет-

ривания в 2–20 раз. Содержания ценных компонентов в депрессионных осадках достигли следующих величин (в%):

Nb_2O_5 –4,5; V_2O_5 –0,9; U–0,01; Th–0,11; TiO_2 –8; P_2O_5 –13; Sc_2O_3 –0,06; Y_2O_3 –0,8; La–Nd–12; Sm–Dy–1; Ho–Lu–0,1.

Поликомпонентные существенно редкоземельные карбонатитовые месторождения содержат TR, Nb, Cu, Pb, Zn, Be, Sr, Ba, Th, CaF_2 . Они приурочены к массивам поздних карбонатитов анкеритового, анкерит-доломитового и сидеритового состава и содержат вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды указанных элементов. Важная роль принадлежит редким землям, преимущественно цериевой группы (лантан, церий, неодим). Они образуют крупные запасы богатых руд, измеряемые сотнями тысяч, иногда миллионами тонн, при содержании в руде от 3–5 до 15–20% TR_2O_3 . Основные концентрации редких земель связаны с поздними анкеритовыми, доломитовыми и сидеритовыми карбонатитами, для которых характерно проявление паризита, бастнезита, монацита, в меньшей мере синхизита, анкилита, бербанкита и др. Промышленные запасы крупных масштабов разведаны на Маунтин-Пасс (США), Араша, Тапира (Бразилия), Томтор (Россия), Маунт-Вельд (Австралия) и известны во многих африканских странах: Мрима (Кения), Нкумбе (Замбия), Тундулу и Канганкунде (Малави).

Потребность в редких землях во всем мире растет. Потенциальное промышленное значение имеет извлечение редких земель из апатитов при переработке их на фосфорную кислоту и сложные удобрения. Технология этого процесса освоена в Финляндии. Намечается производство редких земель из апатитов Палаборы (ЮАР). В Немегос (Канада) хвосты обогащения апатитовых концентратов складываются в расчете на комплексную переработку их с получением редких земель в будущем.

Запасы редких земель в зарубежных странах оцениваются в 18 млн. т, а годовая добыча – около 30 тыс. т (в пересчете на оксиды TR). Основной производитель редкоземельного сырья (бастнезита) Маунтин-Пасс добывает ежегодно 35 тыс. тонн богатых бастнезитовых руд.

Запасы редких земель России, учтенные государственным балансом, весьма значительные, но характеризуются малой эффективностью их освоения. К реальному источнику цериевых редких земель и иттрия относятся апатиты Хибин с учетом перехода на нем с серноокислотной на азотнокислую технологию переработки апатитовых концентратов, а также освоение Томторского месторождения.

Минеральный состав основных выделенных типов руд изменяется в пространстве. Происходит последовательное смещение элементного состава карбонатитов по разрезу с образованием вертикальной рудной зональности (рис. 6.17).

Кроме элементов, отмеченных выше, для массивов карбонатитов характерно присутствие высоких концентраций редких элементов.

Цирконий. Наиболее распространенный в карбонатитовых месторождениях минерал циркония бадделит встречается в повышенных количествах и извле-

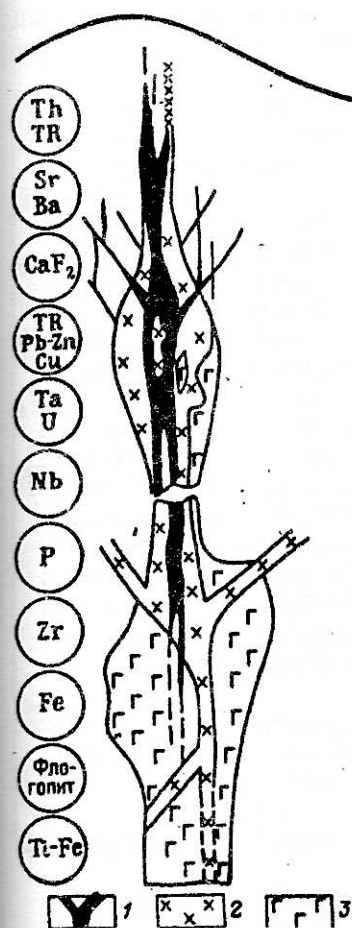


Рис. 6.17. Схема вертикальной зональности состава, строения и распределения оруднения в массивах ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов. По А.А. Фролову, 1975.

1 – карбонатиты; 2 – ультраосновные-щелочные породы; 3 – ультрабазиты.

кается попутно при разработке апатит-магнетитовых (Палабора, Ковдор) и титан-редкометалльных руд (Бразилия).

Титан. Выявленные ресурсы анатаз-рутил-перовскитовых и титаномagnetит-ильменитовых месторождений составляют более 20% ресурсов зарубежных стран. Самые крупные месторождения с запасами в сотни миллионов тонн руды с содержанием 12–20% TiO_2 известны в Бразилии (Тапира, Салитре, Каталан), США, (Айрон-Хилл, Magnet-Ков), Африканда, Вуориярви (Россия). Они сопровождаются попутным железом, редкими землями и ниобием.

Тантал и уран концентрируются главным образом в гатчеттолите (ураносодержащая разновидность пирохлора) примерно в равных количествах, варьируя каждый от 5–7 до 20–25%.

Вкрапленность гатчеттолита обычно проявлена в ранних кальцитовых карбонатах, образующих протяженные тела, сопоставимые с размерами тел пирохлоровых руд. Содержание обоих компонентов в рудах 0,01–0,03%, запасы Ta_2O_5 и U_3O_8 от 2–3 до 8–10 тыс. тонн. Некоторые месторождения разведаны в России и Канаде.

Торий в основном находится в пирохлоре (0,1–0,5%) и ториевом пирохлоре (до 10–12%). В поздних карбонатах присутствуют торит, ураноторианит, монацит, и содержание тория в них нередко повышается до 2–3%.

Комплексный характер руд карбонатитовых месторождений и их особенность группироваться на сближенных площадях позволяют выделять крупные рудные узлы и районы важного промышленно-экономического значения. Главные провинции их распространения на территории России – Карело-Кольская, Восточно-Саянская, Енисейская, Маймеча-Котуйская, Алданская и Уджин-Оленекская являются основой обеспечения возможности рационального размещения сырьевых баз, как в европейской, так и в азиатской частях страны. Дальнейший прогноз и поиски рудоносных карбонатитов должны осуществляться с учетом следующих критериев. По своей геотектонической позиции они находятся исключительно в пределах жестких блоков земной коры – древних платформ и по А. А. Фролову приурочены к материковым структурам растяжения типа рифтов и авлакогенов. Большинство массивов группируется в местах стыка, расщепления рифтов или пересечения их поперечными или диагональными разломами. Карбонатитовые массивы известны на всех континентах и группируются в 30 провинциях поясового (Бразильская, Восточно-Африканская, Сетте-Дабанская) или площадного (Маймеча-Котуйская, Канадская, Скандинаво-Кальская) типов. Начало формирования массивов относится к протерозою и проявилось максимально в рифее и мезокайнозойе, в периоды наибольшей деструкции земной коры, совпадая со вспышками рифтогенеза в ходе распада Протопангеи и Гондваны. Длительность образования массивов составляла десятки миллионов лет, а в наиболее крупных и сложно дифференцированных – достигала 100 млн. лет. При этом формирование провинций, насчитывающих несколько десятков массивов, охватывало периоды в 200–250 млн. лет.

На территории России наибольшим промышленным потенциалом обладают массивы Восточно-Европейской платформы, севера и юга Сибирской платформы, характеризующиеся значительными перспективами наращивания запасов комплексных, особенно апатит-пирохлоровых и апатит-магнетитовых руд.

Редкометалльные месторождения в нефелин-калишпатовых (агпайтовых) щелочных массивах.

Содержат крупные ресурсы Nb, Ta, TR, Ti, Sr и др. В отличие от УЩК таких массивов в мире известно не много (около 10). Все они тоже располагаются в пределах древних платформ: на Кольском полуострове (Хибинский, Ловозерский), в Гренландии (Илимаусак, Моцфельд), в Бразилии (Посус-ди-Калдас), в Южной Африке (Пилансберг, Лос) и др.

Возраст массивов колеблется от верхнего протерозоя до мезозоя. Все нефелин-калишпатовые массивы имеют в плане округлую форму с плавными очертаниями; борта, как правило, падают к центру массива. Массивы крупные, площадью от 106 до 1300 кв. км.

Минеральный состав массивов чрезвычайно сложен и разнообразен. В составе отдельных пород массивов в качестве породообразующих минералов (среднее содержа-

ние которых 10% и более) присутствуют не только каликатровые полевые шпаты и нефелин, но и нозеан, гакманит, канкринит, содалит, анальцит, лейцит, а также эгирин, роговая обманка, эвдиалит, мурманит, астрофиллит, ловозерит, сфен, апатит и другие. Типичными количественно второстепенными минералами являются магнетит, лепидомелан, биотит, ринколит, лампрофиллит, ильменит, титаномagnetит и др.

Главными редкометалльными минералами являются лопарит и эвдиалит.

В качестве руд – концентраторов редких металлов выступают следующие разновидности пород этих массивов: апатит-нефелиновые руды с редкими землями, стронцием, рубидием; малиньиты с лопаритом; эвдиалитовые луавриты и эвдиалититы; стенструпиновые и ловозеритовые луавриты; науайиты с чкаловитом и др.

Крупными месторождениями цериевых лантаноидов, стронция (в апатите) и рубидия (в нефелине) являются скопления апатит-нефелиновых руд.

Наиболее изученным является Ловозерский массив. Он в основном сложен двумя комплексами пород: стратифицированными породами периферии массива и эвдиалитовыми луавритами его центральной части. По данным Е. Д. Осокина (Солодов и др. 1985), Ловозерский массив представляет собой в плане округлое тело диаметром около 25 км, сужающееся вниз (рис. 6.18). Возраст массива определен герцинским (270–300 млн.

лет). В рельефе он выделяется в виде крупного возвышения высотой до 600 м.

Лопарит содержится практически во всех слагающих Ловозерский массив породах, но только в породах стратифицированного комплекса концентрации его достигают высоких значений. Стратифицированный комплекс слагает основное тело интрузии (85% объема) и представляет собой ритмично

чередующуюся серию пород. Его разрез состоит из многократного переслаивания трехчленных пачек сверху вниз: луаврит – фойяит – уртит. Слоистость (стратификация) на удалении от внешних контактов массива почти горизонтальна, у контактов она более круто падает к центру массива. Слоистость и строение отдельных пачек пород выдержаны по всей площади массива.

Уртиты обычно массивные, гипидиоморфно-зер-

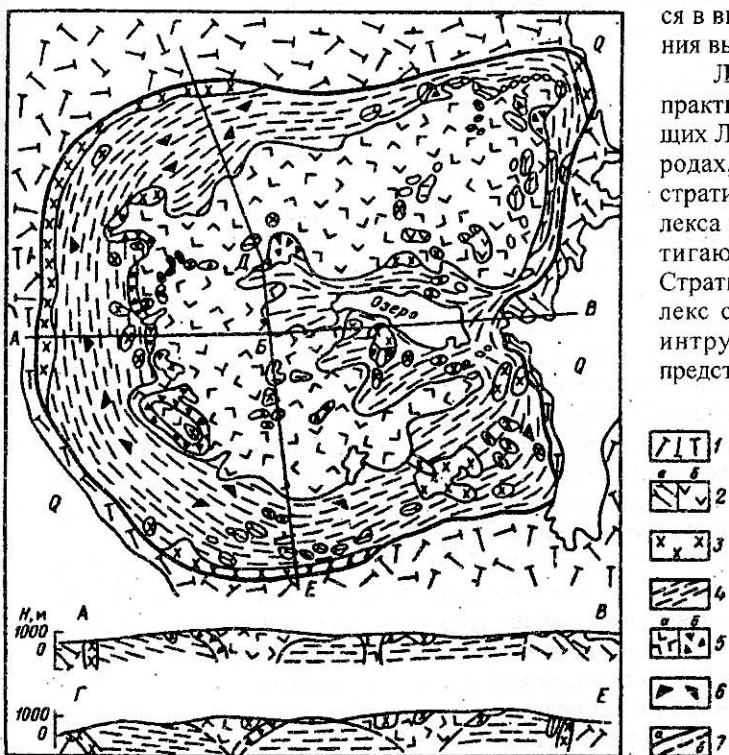


Рис. 6.18. Схематическая геологическая карта и разрезы Ловозерского массива. По Сахарову А.С.

1 – гнейсы и гранито-гнейсы кольской серии архея; 2 – осадочные и вулканические породы ловозерской свиты среднего палеозоя; а – песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, туфогенные сланцы, основные эффузивы и их туфы, б – метаморфизованные породы (фенигизированные); 3 – комплекс пойкилитовых и порфировидных нефелинсодалитовых сиенитов; 4 – дифференцированный комплекс фойяитов-луавритов-уртитов; 5 – комплекс луавритов: а – эвдиалитовых, б – мурманитовых; 6 – ориентировка трахитоидности и первичной полосчатости в интрузивных комплексах; 7 – границы геологические: а – установленные, б – предполагаемые.

нистые, фойяиты — массивные, пойкилитовые, луювриты — трахитоидные, гнейсовидные.

Для всех пород массива характерен относительно выдержанный минеральный состав. Фойяиты состоят из микролин — пертита (40–60%), нефелина (20–25%), альбита (10–20%), эгирина и арфведсонита (8–15%). Луювриты содержат микролин (30–50%), нефелин (20–25%) и эгирин (40–45%).

Уртиты сложены нефелином с примесью полевых шпатов и эгирина. Наиболее обогащены лопаритом тонкие (0,3–0,8 м) горизонты малиньитов, располагающиеся между фойяитами и уртитами. Эти горизонты представляют собой субгоризонтальные пластывые тела большой протяженности. Они достаточно выдержаны на большой площади, но часто утоняются или разветвляются, а местами смещены по мелким зонам тектонических нарушений. Всего в разрезе выделяется до 65 лопаритоносных горизонтов.

Лопарит образует вкрапленность хорошо ограненных кубических, иногда сдвойникованных кристаллов размером около 1–2 мм, реже (в приконтактных и глубинных участках) — до 6 мм. Эти кристаллы чисты и не содержат посторонних минеральных вростков.

Лопарит содержит (в%): TiO_2 — 35–40; Nb_2O_5 — 8–9; Ta_2O_5 — 0,3–0,6; TR_2O_3 — 30–35; SrO — 15–18. Он является высококомплексным соединением, из которого извлекаются Nb, Ta, TR, Ti и Sr. Лопарит выделяется в качестве первичного магматического минерала из расплава.

Лопарит легко обогащается при переработке. Он отделяется от породообразующих силикатов по обычной гравитационной схеме обогащения. Для отделения апатита дополнительно применяется флотация. Попутно при переработке руд можно получать полевошпат-нефелиновый концентрат.

Месторождения рассматриваемого типа представляют собой значительные по масштабам объекты, являющиеся источником качественного лопаритового концентрата, из которого могут извлекаться Nb, Ta, TR, Ti, Sr. Однако сложный состав лопарита и присутствие в нем тория резко усложняют переработку его концентратов.

Эвдиалитовые луювриты большей частью представляют собой трахитоидные породы, сложенные таблитчатыми кристаллами полевого шпата (30–60%), промежутки между которыми выполнены более мелкими зернами нефелина (15–25%), эвдиалита (10–25%), призмами эгирина и амфибола (5–20%). Второстепенные и акцессорные минералы — натролит, альбит, содалит, лопарит, мурманит, апатит, лампрофиллит, рамзаит, иногда сфен. От всех перечисленных пород по минеральному составу отличается серия порфировидных ловозерит-мурманитовых луювритов, зачастую сменяющая по простиранию лопарит-эвдиалитовые ювиты (безальбитовые нефелиновые сиениты).

Наибольшую ценность в породах представляет эвдиалит ($\text{Na, Ca}_5\text{Zr}(\text{Si}_6\text{O}_{17})\text{OH}$, ранее рассматривавшийся только как источник получения циркония (13,7% ZrO_2). Но он содержит извлекаемые количества (в%): 0,3 HfO_2 ; 0,8 Nb_2O_5 ; 0,07 Ta_2O_5 , а главное — 2,3 TR_2O_3 , существенно обогащенных иттрием и иттриевыми лантаноидами (более 40% суммы РЗЭ). Наметились области прямого использования эвдиалитового концентрата взамен дефицитного циркона для производства стекловолокна, глазурей, электроизоляционных покрытий, прямого модифицирования сталей и чугунов. Даже необогащенная штуфная руда пригодна как эффективный плавень в составе шихты при получении спецкерамики. Эвдиалитовой рудой на массиве может считаться весь комплекс эвдиалитовых луювритов, развитый на площади 300 км² при мощности 200 м. По геолого-экономическим параметрам и минеральному составу Е. Д. Осокин выделяет следующие промышленные типы руд: эвдиалититы, эвдиалитовые пегматиты, эвдиалитовые луювриты, лопарит-эвдиалитовые луювриты, эвдиалит-лопаритовые ювиты.

Эвдиалититы — наиболее богатые руды. В эвдиалитовом комплексе известно более 100 тел эвдиалититов, представленных согласными с трахитоидностью вмещающих эвдиалитовых луювритов неправильными линзами мощностью до 3–5 м и протяженностью в 10–50 м. Сложены они эвдиалитом (60–80%), эгирином (10–15%), полевым шпатом и нефелином.

Эвдиалит-лопаритовые ювиты характеризуются максимальным обогащением лопаритом. Они развиты преимущественно в низах эвдиалитового комплекса в виде невыдержанных по мощности (от 2 до 8 м) пластовых тел, протягивающихся по простиранию и падению до 1 км. Лежащий бок залежей представлен обычно полевошпатовыми порфировидными эвдиалитовыми луювритами, висячий — неравнозернистыми эвдиалитовыми луювритами.

Лопарит-эвдиалитовые ювиты по сравнению с прочими эвдиалитовыми луювритами наиболее мелкозернисты. Они обычно массивные, порфировидные, с вкрапленниками нефелина и калиевого полевого шпата (0,1–0,2 см) в мелкозернистой основной массе (0,1–0,5 мм), сложенной преимущественно нефелином (до 50%), полевым шпатом (20%), эгирином (20%), содалитом (10–20%), эвдиалитом и лопаритом.

Эвдиалит в большей части пород эвдиалитового комплекса содержится в концентратных, достаточных для рентабельного извлечения. Промышленное использование этого минерала коренным образом может изменить сырьевую базу не только циркония и гафния, но и иттрия, иттриевых земель, а также в значительной степени ниобия и тантала.

В Хибинском массиве важное промышленное значение имеют нефелин-сфен-апатитовые руды. Наряду с фосфором и алюминием они содержат целую гамму редких элементов (редкие земли и стронций в сфене и др.), удельный вес которых в стоимостной структуре руд составляет более 50%. Безотходная технология позволяет получать селективные концентраты апатита, сфена, титаномагнетита, нефелина и эгирина, из которых, в свою очередь, организуется извлечение всех полезных компонентов-примесей. Не останавливаясь на характеристике широко известных нефелин-апатитовых месторождений, отметим возможность получения из них значительного количества сфенового концентрата. Как известно, он является характерным минералом апатитовых уртитов (5–10%), особенно в висячем боку рудного тела, где залегают практически мономинеральные сфениты. В минерале, наряду с 30–32% TiO_2 , содержится до 0,4% Nb_2O_5 ; 0,3% ZrO_2 ; 0,5% SrO .

Таким образом, с нефелин-калишпатовыми массивами связаны уникальные типы оруденения и крупнейшие месторождения целого ряда редких металлов. Не вызывает сомнения, что в будущем структура сырьевой базы значительной части редких элементов существенно изменится в связи с началом освоения эвдиалитовых руд и вводом комплексной безотходной технологии.

Месторождения бериллиеносных флюоритовых метасоматитов являются важным источником бериллия, нового типа.

В послевоенное время во всем мире и особенно в СССР были выявлены многочисленные гидротермально-метасоматические месторождения бериллия, с содержаниями и запасами на порядок выше, чем в пегматитах, ранее рассматриваемых в качестве важнейшего источника бериллия.

Месторождения генетически связаны как с коровым гранитным магматизмом, так и с щелочными породами, причем с последними — особенно крупные и богатые, два из которых разрабатываются (Ермаковское в России и Спор-Маунтин в США).

Ермаковское месторождение в Бурятии расположено в северном борту межгорной впадины, образованной по крупному грабену и выполненной мезозойскими континентальными отложениями. Грабен в основном развит в протерозойском останце осадочно-метаморфических формаций, залегающем среди различных гранитоидов от мезозойского до верхнепротерозойского возраста. Останец сложен внизу доломитами, в средней части рудомещающими известняками и сланцами, а сверху песчаниками, переслаивающимися со сланцево-карбонатными породами небольшой мощности (рис. 6.19).

Фтор-бериллиевое оруденение в основном размещено в южном и северном крыльях складки. Складка осложнена телом скаполитизированных габбродиоритов и малой интрузией щелочных гранитов с апофизами. Размещение рудных тел месторождения в экзоконтакте апикальной части щелочных гранитов и обогащение данной интрузии фтором до 0,3% и бериллием до 0,003% позволяют считать их материнскими.

Рудные тела залегают согласно с карбонатно-сланцевыми пачками пород. При субширотном простирании рудных тел они падают навстречу друг к другу под углом до 70 граду-

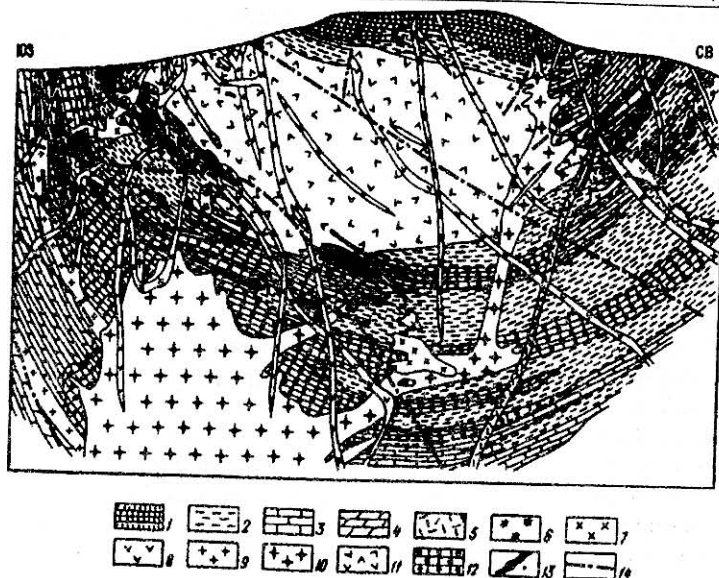


Рис. 6.19. Схематический геологический разрез вкострости тектонических структур месторождения Ермаковское.

По В.И. Гальченко, 1972.

1 — песчаники; 2 — сланцы; 3 — известняки; 4 — доломиты; 5 — фельзит-порфиры; 6 — лейкократовые сиенит-порфиры; 7 — роговообманковые сиенит-порфиры; 8 — диоритовые порфиры; 9 — биотитовые граниты, плагиограниты; 10 — субщелочные граниты и граносиениты; 11 — скаполитизированные габбро-диориты; 12 — скарны; 13 — рудные тела; 14 — тектонические нарушения.

2. Флюорит-фенакитовые с микроклином, пиритом. Радиально-лучистые сфероиды фенакита образуют очковую текстуру.

3. Сульфидно-флюорит-бериллиевые и слюдисто-флюорит-бериллиевые со сфалеритом и галенитом (до 15–20%). Этот тип руд незначительно распространен.

4. Вкрапленные и прожилковые руды, развитые на флангах массивных руд в скарнах (фенакитовые и фенакит-мелинофановые, гельвин-мелинофановые); в известняках с флюоритом (до 10%), альбитом и кварцем; в микроклинитах; альбититах и гранитоидах (фенакит, местами берtrandит).

Зональное распределение фтор-бериллиевого оруденения выражено в обогащении берtrandитом верхних горизонтов месторождения и фенакитом — нижних. Среднее содержание оксида бериллия в рудах составляет до 1,2%, а запасы по месторождению — свыше 20 тыс. тонн.

Месторождение Спор-Маунтин и Топаз-Маунтин в штате Юта, США также содержат гидротермально-метасоматические фтор-бериллиевые руды, которые здесь залегают в халцедон-монтмориллонит-флюоритовых метасоматитах с бехоитом и гельберtrandитом.

Бериллиеносный район США, включающий эти крупнейшие по запасам месторождения монтмориллонит-халцедон-флюорит-берtrandитовых руд в гидротермально-измененных и выветрелых эффузивах, входит в состав известной флюорит-бериллиевой провинции редкометального пояса Невада — Юта, выделенного Н. Шаве (Shawe N., 1966).

Район месторождений расположен в юго-западной части хребта Томас и вначале был известен как источник металлургического флюорита, добыча которого производилась с 1943 г. Установленная позднее радиоактивность флюорита привела к детальным исследованиям района в 1951–1952 гг. с целью поисков уранового оруденения и, в конечном счете, к возникновению уранового рудника.

сов и приурочены в основном к карбонатным прослоям, местами скарнированными. Форма рудных тел неправильная и линзообразная, мощность местами достигает первых десятков метров, а длина по падению и простиранию — до нескольких сотен метров.

Руды в центральной и верхней частях рудных тел чаще массивные в периферической — вкрапленно-прожилкового сложения. По минеральному составу выделяются следующие типы руд:

1. Массивные флюорит-берtrandит-фенакитовые с микроклином, кальцитом (до 25–30%), кварцем, пиритом.

В региональном плане район месторождений приурочен к молодой активизированной зоне Северо-Американской платформы. Возвышенность Спор-Маунтин, являющаяся западной частью хр. Томас, сложена осадочными отложениями мощностью 1–4 км нижнепалеозойского возраста, прорванными дайками и штоками риодацитов и риолитов. Толща палеозойских осадочных отложений перекрыта вулканогенными породами третичного возраста. Последние представлены лавами, туфолавами, туфами, брекчиями и небольшими субвулканическими интрузивными телами.

Плиоценовые вулканические породы, обнажающиеся в восточной части хр. Томас и юго-западной части возвышенности Спор-Маунтин, представлены риолитами, содержание в которых Na_2O – 4,0%, K_2O – 4,8%, пепловыми туфами и туфобрекчиями. В плиоценовых туфах, вмещающих рудные залежи, присутствуют тонкорассеянная вкрапленность бертрандита, а в пустотах риолитовых лав отмечаются розовый санидин, берилл в ассоциации с топазом, биксбитом, псевдобрукитом, гранатом, гематитом (спекуляритом).

Бериллиеносные руды локализуются в гидротермально-измененных туфах риолитовых порфиров плиоцена. При этом промышленные бертрандитовые руды размещаются среди переотложенных водными потоками измененных пепловых туфов. Высокая пористость и проницаемость пепловых туфов являются, по-видимому, основной причиной локализации в них промышленных руд бериллия. Богатые руды (0,62–1,47% BeO) одного из участков месторождения Блю-Чок, располагающегося в доломите под экраннующим пластом стекловатого туфа, заключены в прослое мощностью от нескольких сантиметров до 1,5 м. На участке Роудсайд бериллиевое оруденение приурочено к верхнему горизонту интенсивно флюоритизированных и калишпатизированных туфов и подстилается зоной литиеносных монтмориллонитовых глин. При этом бериллий, литий и уран концентрируются во флюоритовых выделениях, а магний и цинк – в глинистых.

В пределах туфовой толщи мощность богатых бериллием прослоев колеблется от 0,5 до 6,0 м, а длина по простиранию – от 50 до 270 м.

В целом минерализованные зоны представляют собой серию крупных залежей, близких по типу к межпластовым, которые вытянуты по простиранию на сотни и тысячи метров, и состоят из отдельных плитообразных тел, залегающих почти согласно с вмещающими туфами (редко наблюдаются секущие контакты относительно слоистости). Наиболее крупные и выдержанные участки с промышленным содержанием бериллия достигают в длину 4 км, по падению прослеживаются на 1–2 км, при мощности до 15 м и выше.

Месторождения бертрандитосодержащих измененных эффузивов относятся к категории уникальных с запасами, исчисляемыми многими миллионами тонн руды, содержащей не менее 0,5% BeO. Запасы BeO, заключенные в разведанных богатых рудах с содержанием BeO не ниже 0,6–0,75% (такие руды могут подвергаться непосредственному химико-металлургическому переделу, минуя стадию обогащения), составляют 45–50 тыс. т. Только одно тело Роудсайд содержит 3 млн. т руды с содержанием BeO 0,4–1,0%. Общие запасы BeO оцениваются А. А. Беусом в 120 тыс. тонн. Потенциальными побочными продуктами производства являются уран и флюорит. Руды содержат значительные количества лития и цинка и повышенные концентрации цезия.

В аналогичных бериллиеносных риолитовых кристаллокластических туфах Хонек-Комб-Хилс, округ Джуаб, Юта, наблюдаются аномально высокие содержания цезия (Mc. Anulty A., Lewinson R., 1964).

Нельзя не отметить наличие особых типов месторождений, являющихся важным источником бериллиевого сырья и основным поставщиком наиболее ценных ювелирных бериллов-изумрудов.

Кроме месторождений пегматитового типа, известны два основных типа месторождений, в которых, кроме мелкокристаллического берилла, являющегося сырьем для получения бериллия и его сплавов, присутствуют крупные часто прозрачные разноокрашенные преимущественно зеленые (изумруды) ювелирные кристаллы берилла.

Первый из этих типов месторождений крупнокристаллического берилла и изумрудов, который часто называется уральским, присутствует в складчатых областях и относится к типу метасоматических слюдистых грейзенов. Примером их являются известные месторождения берилла и изумрудов на Урале – “Изумрудные копи”.

Второй тип месторождений важнейший, так как является источником до 80% поступающих на мировой рынок наиболее дорогих высококачественных ювелирных изумрудов. Он связан с областями молодой ТМА и принадлежит к гидротермальному жильно-прожилковому берилл-карбонатному типу. К этому типу относятся известные пока только в двух регионах знаменитые месторождения района Музо в Колумбийских Кордильерах и еще мало известный, но крупнейший изумрудоносный район долины р. Панджшер в Афганистане.

7. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧЕХЛА ДРЕВНИХ И МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ

Древние и молодые платформы, в которых не отмечается проявление мезо-кайнозойской тектономагматической активизации, как правило, характеризуются равнинным и близким к нему рельефом или представляют собой ровные пространства, располагающиеся между интенсивно эродируемыми невысокими реликтовыми возвышенностями (межгорные впадины).

На этих территориях активно развиваются процессы окисления-выветривания и денудации, которые сопровождаются переносом и дифференциацией образующихся продуктов выветривания и их последующим осаждением.

Кроме того, в этой обстановке развиваются инфильтрационные и гидрогенные процессы, которые в значительной степени определяются климатическими условиями регионов. Все эти процессы в определенных благоприятных обстановках приводят к образованию ряда важных месторождений металлов описываемой группы.

В отложениях чехла древних и молодых платформ формируются рудоносные коры выветривания и зоны окисления, инфильтрационные месторождения урана и ряда редких элементов, важные россыпные месторождения золота, платиноидов и некоторых редких металлов, а также осадочные месторождения урана в фосфатно-костных остатках.

В корях выветривания формируются крупные месторождения редких и благородных металлов. Наиболее продуктивные концентрации редких элементов развиваются в корях выветривания по щелочным гранитам с колумбитом и по карбонатитам с комплексными минералами Nb, Ta, TR, Zr, Ti, Th, U, Sc. Коры выветривания щелочных гранитов с тантало-ниобатами известны в Нигерии, Малайзии, Бразилии и др. Среди них наиболее интенсивно разрабатываются коры выветривания колумбитоносных гранитов плато Джос в Нигерии, где их мощность составляет 35 м. Все известные за рубежом коры выветривания щелочных гранитов формировались в условиях гумидного, обычно тропического климата и имеют молодой (не древнее эоценового) возраст. Среди редкометальных минералов главное промышленное значение имеет колумбит. Его содержание в корях выветривания различных массивов изменяется в широких пределах. В коре плато Джос в среднем содержится 250 г/м³ колумбита, а на отдельных участках коры выветривания гранитов фазы Рейфильд-Гона — около 1200 г/м³.

Для известных промышленных кор выветривания гранитов характерна существенная (в 1,5–2 раза) относительная концентрация тантало-ниобатов по сравнению с исходными породами, что обусловлено выносом 40–50% легкорастворимых веществ в процессе выветривания. Содержание Ta₂O₅ в колумбитах обычно 4–14%. Отношение Nb₂O₅:Ta₂O₅ 6–18.

С колумбитом в корях выветривания щелочных гранитов ассоциируют касситерит, циркон, циртолит, ксенотим, монацит, ильменорутит и другие минералы.

Из кор выветривания гранитов на некоторых месторождениях Малайзии и Индонезии танталит-колумбит добывается попутно с касситеритом при обычном соотношении этих компонентов 1:10. Для колумбитоносных кор выветривания плато Джос характерна высокая степень комплексности разработки, коллективный концентрат здесь имеет следующий состав (в%): колумбит — 25,8; касситерит — 7,6; циркон — 45; магнетит — 6; ксенотим и монацит 1,1.

Запасы ниобия и тантала в корях выветривания субщелочных гранитов могут иметь большие масштабы. Так, запасы Nb₂O₅ в россыпях плато Джос оцениваются в 100 тыс. тонн, Ta₂O₅—10 тыс. тонн.

Важное промышленное значение имеют коры выветривания редкометалльных карбонатов с колумбитом и пирохлором. Они содержат значительные запасы богатых комплексов руд Nb, Ta, TR, Ti, Th, U, Sr, Ba, а также апатита, слюды и цементного сырья. Но ценность карбонатов резко возрастает при интенсивном развитии на них гипергенных процессов. Карбонаты на 60–90% сложены карбонатами, которые в условиях гипергенеза интенсивно выщелачиваются, что приводит к резкому обогащению остаточных продуктов устойчивыми минералами: магнетитом, апатитом, слюдой, пирохлором, колумбитом, бадделейтом, баритом, концентрация которых в процессе выветривания возрастает во много раз.

Мощность кор выветривания на карбонатах изменяется в широких пределах. На слабо эродированных массивах тропической зоны, где сохранность рыхлых образований максимальна, мощность их достигает 10–20 м, местами превышая 30 м, а по отдельным линейным зонам даже 70–120 м (Мрима, Луэш, Чилва).

Наиболее крупное и исключительно богатое ниобий-редкоземельное месторождение данного типа Томтор выявлено на севере Якутии. В Бразилии это известные месторождения Борейро-ди-Араша и Тапира.

В процессе выветривания пород и руд происходит не только концентрация ценных элементов за счет выноса растворимых компонентов, но и существенное улучшение технологических характеристик руд в результате их дезинтеграции, окисления и вскрытия ценных минералов.

Ранее в России большое значение имели золотоносные железные шляпы и зоны вторичного обогащения на некоторых сульфидных месторождениях цветных металлов.

В последнее время в мире и в России большой интерес приобрели золотые руды, связанные с корами выветривания, которые образованы по первичным прожилково-вкрапленным крупным, но не богатым зонам сульфидной минерализации. Такие благоприятные для отработки зоны окисления выявлены на ряде промышленных месторождений золота на Урале (Светлинское, Воронцовское). Иногда промышленное значение зон окисления с неблагоприятным мышьяковистым составом первичных руд и тонкодисперсным характером золота, вскрывающегося при окислении (Олимпиадинское месторождение), определяется значительным улучшением технологических показателей окисленных руд.

7.1. Россыпные месторождения золота

Этот тип месторождений был и пока остается важнейшим источником добычи золота в России, поставляя около 70% получаемого металла. В то же время доля россыпных месторождений в запасах золота России составляет менее 20%, а в прогнозных ресурсах – около 10%.

Россыпные месторождения формируются вследствие концентрации золота среди обломочных отложений, возникших в процессе разрушения и переотложения горных пород, вмещающих рудные объекты.

На месте разрушения коренных источников возникают элювиальные россыпи кор выветривания. При смещении разрушенного и дезинтегрированного материала по склону формируются делювиальные россыпи, а у подножия склонов – коллювиальные. Материал, достигший ближайших водотоков, переносится и сортируется реками с образованием аллювиальных россыпей. Вдоль берегов озер, морей и океанов размещаются прибрежные россыпи; продуктами деятельности ледников являются ледниковые и гляциальные россыпи, а в результате сортировки ветровыми потоками – эоловые.

По условиям залегания россыпи могут быть открытыми или погребенными, открытыми толщами молодых осадков, не связанных с данным процессом россыпеобразования.

Аллювиальные россыпи – это основной промышленный тип для золота. По геоморфологии выделяют долинные, террасовые, русловые и косовые россыпи.

Размеры россыпей варьируют в широких пределах: длина – от первых метров до нескольких километров; ширина – от первых метров до 20–50 м, реже 180–200 м. Они

имеют различную глубину залегания от приповерхностных (1–5 м) до глубин 40 м от поверхности и глубже. Многие россыпи в результате неотектонических подвижек и магматической деятельности оказались перекрытыми ледниковыми отложениями, лавовыми потоками и толщами лесов и вулканических туфов (погребенные россыпи).

Рельеф плотика, неравномерное струйчатое распределение скоростей в речном потоке, изменение фракций аллювия по весу и по размеру частиц, выполняющих ложе реки, обуславливают неравномерный струйчатый характер распределения золота в россыпях (рис. 7.1). По степени выдержанности продуктивного горизонта и распределению в нем ценных минералов месторождения разделяют на хорошо выдержанные, выдержанные и невыдержанные. Поперечный профиль невыдержанной россыпи золота показан на рис. 7.2.

По данным Н. Г. Патык-Кара и др. (1997), в России известно более 4000 россыпных месторождений золота, 1100 из которых или более 30% – эксплуатируется. Из этих месторождений около 80% имеют запасы до 0,5 т, и в них сосредоточено 24% запасов россыпного золота. 10% россыпей имеют запасы 0,5–1 т и содержат 15% золота. Также 10% россыпей имеют запасы 1–5 т, и в них сосредоточено 45% разведанных запасов россыпного золота. Запасы золота более 5 т присутствуют в 27 россыпях, и в них находится более 15% общих запасов россыпного золота России. Около 85% этих запасов и столько же добычи золота связано с аллювиальными россыпями средних и крупных долин и около 10% – с техногенными целиково-отвальными россыпями. Значительно меньшая роль принадлежит прибрежно-морским россыпям современных и древних береговых зон – около 1% запасов и 4% добычи золота.

Указанными авторами выделяется 9 основных золото-россыпных провинций России: Яно-Колымская, Амурская, Ленская, Алданская, Чукотская, Восточно-Арктическая, Енисейская, Витимо-Становая и Уральская. Еще 7 провинций отнесено к второстепенным и 8 – к потенциальным.

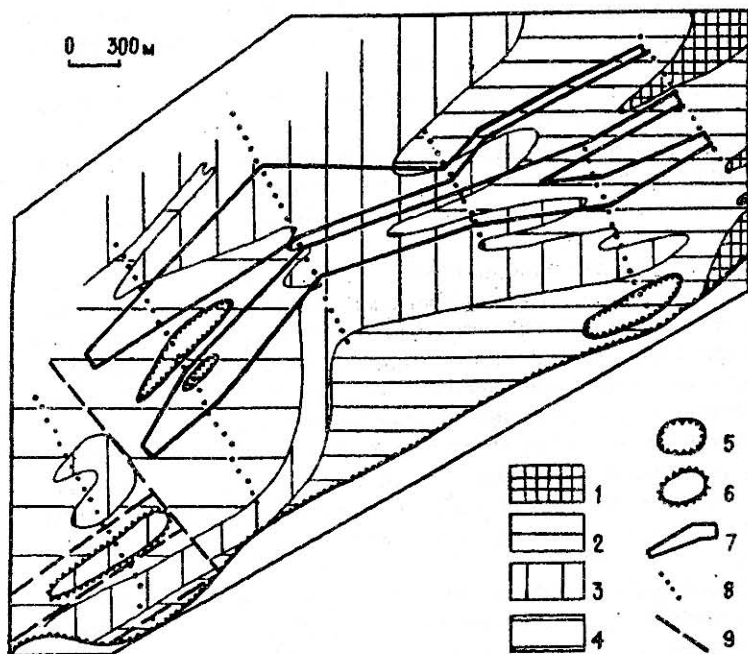


Рис. 7.1. Рельеф плотика и многоструйное строение аллювиальной россыпи золота.

1–4 – абсолютные отметки плотика: 1 – > 575 м, 2 – 575–570 м, 3 – 570–565 м, 4 – < 565 м; 5 – резкие впадины плотика; 6 – резкие выступы плотика; 7 – контуры промышленных блоков россыпи (в илане); 8 – линии разведочных скважин; 9 – неотектонические нарушения.

Основная часть – 67% запасов и 56% прогнозных ресурсов россыпного золота сосредоточена в 5 областях России – Магаданской, Амурской, Иркутской, Саха-Якутии, Чукотской.

Максимальное количество золота из россыпей в России было получено в 1974 г. – почти 150 т, после чего эта добыча неуклонно падает, и практически уменьшилась в 2 раза. Сокращение определяется резким снижением добычи из россыпей Северо-Восточных районов – Магаданского, Чукотского и

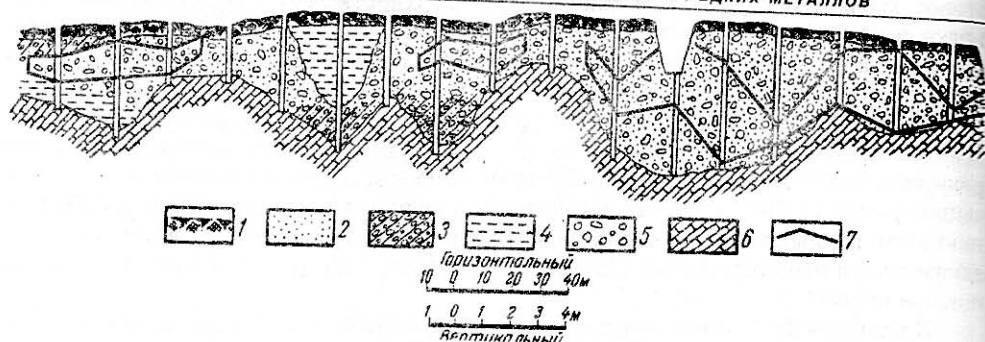


Рис. 7.2. Поперечный профиль невыдержанной россыпи золота.
1 – растительный слой; 2 – песок; 3 – суспензия с галькой; 4 – суглинок; 5 – галька; 6 – коренные породы; 7 – контур промышленных пластов.

Саха-Якутии. Падение добычи частично компенсируется ростом добычи золота из россыпей Иркутской и Амурской областей.

Крупнейшим в мире является Магаданский россыпной район. В его основном – Центрально-Колымском узле со времени открытия в 30-х годах получено около 2500 т золота. Практически все это золото добыто из мелкозалегающих аллювиальных четвертичных россыпей малых и средних долин (Берелёх, Дебин, Оротукан и др.). Золотоносные россыпи Чукотки, по данным Н. Г. Патык-Кара и др. (1997), дали 8000 т золота. Здесь, кроме основных россыпей, аналогичных Магаданским, отрабатываются глубокозалегающие россыпи приморских впадин (Рывеем и др.).

Один из старейших – Ленский золотоносный район за 150 лет эксплуатации богатейших россыпей дал около 1150 т золота. Основная его часть получена из богатых погребенных россыпей раннечетвертичного возраста.

Россыпи Саха-Якутии за 100 лет эксплуатации дали около 1000 т золота преимущественно из мелкозалегающих четвертичных аллювиальных россыпей.

Однако после открытия среднеплейстоценовой глубокозалегающей россыпи грабен-долины р. Бол. Куранах, имеющей мощность золотоносных осадков до 80 м, и аналогичных ей других россыпей запасы золота этой провинции существенно возросли.

В старейшей в России Уральской провинции добыто более 900 т золота. В связи с длительным этапом континентального развития Уральской провинции, многократным мезо-кайнозойским выравниванием рельефа и глубокой эрозией коренных источников золота здесь присутствуют, кроме четвертичных, неогеновые, палеогеновые, меловые и юрские россыпи. Однако до последнего времени и на Урале основную роль играли мелкозалегающие россыпи малых и средних долин и техногенные россыпи.

Около 900 т золота было добыто за 150 лет разработки россыпей Енисейского края, которые отличались очень высокими содержаниями золота. Это в основном аллювиальные четвертичные россыпи, связанные с малыми и средними долинами. Но в связи с широким развитием здесь карстовых явлений россыпи характеризуются усложненным строением плотика.

По данным Н. Г. Патык-Кара и др. (1997), особенности россыпей России позволяют основную часть добычи (65%) осуществлять открытым раздельным способом со снятием торфов. Для этого же способа предназначено 53% имеющихся запасов. Уровни добычи дражным и гидравлическим способами близки – 13 и 14%, но доля их в запасах различна (28 и 11%). Однако в связи с большими эксплуатационными расходами и малой эффективностью (немногим больше 100 кг золота на драгу в год) из 150 существовавших драг сейчас значительное количество закрывается.

Основными предпосылками образования крупных промышленных аллювиальных россыпей являются:

1. Наличие в районе благоприятных для россыпеобразования коренных источников золота, их положение, масштабы золотоносности и распространенность по площади.

2. Благоприятная геотектоническая обстановка, определяющая геоморфологические черты рельефа, строение речных долин и историю их развития.

3. Мощное длительное проявление денудации коренных источников, обеспечивающее продолжительное поступление золота в долины и его значительное накопление в благоприятных протяженных их интервалах.

Одним из районов распространения крупных россыпных месторождений золота является Центрально-Алданский. Коренные золоторудные месторождения, являющиеся основными источниками золота для образования этих россыпей, описаны выше.

Район располагается на северной окраине Алданского щита в узле наибольшего проявления мезозойской тектономагматической активизации, с которой связана его коренная золотоносность.

Рельеф района – среднегорный, постепенно снижающийся и выравнивающийся к северу к реке Алдан, поэтому абсолютные отметки россыпесодержащих рек составляют от 1100 м (на юге) до 350 м (на севере).

Площадь Центрально-Алданского золотоносного района невелика – 60х40 кв. км. Поэтому реки, содержащие россыпи района, относятся к высоким – II-III, а крупнейшие из них – к IV-V порядкам (см. рис. 6.9).

Основные содержащие крупные россыпи реки района – Селигдар (60 п. км), Орто-сала (36 км), Б. Куранах (51 км), Якокит (золотоносна средняя часть длиной 13,2 км).

Благоприятными факторами для формирования золотоносных россыпей были большие углы наклона долин этих рек и высокие скорости их течения. Россыпные месторождения отчетливо тяготеют к площадям распространения известных здесь основных промышленных типов коренных месторождений золота, описанных в главе 6 (см. рис. 6.9). Из них четыре – являются россыпеобразующими (кроме Эльконского).

Россыпные месторождения золота изучались на Ц. Алдане большой группой геологов – А. И. Кукс, И. П. Дик, С. Г. Желнин, Н. И. Скороходов, А. А. Ким, В. Е. Филиппов и др.

Основные россыпи района являются аллювиальными мелкозалегающими (до 4–6 м) голоценовыми по возрасту.

Общая длина 26 основных россыпей района около 300 п. км. Из них 10 россыпей имеют протяженность более 10 км, их общая длина – 230 км. Средняя длина остальных 16 россыпей по 3,2 км. 16 россыпей суммарной длиной более 200 км. тесно связаны с площадями распространения золоторудных залежей Лебединского типа и 6 россыпей общей длиной более 60 км связана с залежами Куранахского типа.

Участок крупнейшей мелкозалегающей долинной россыпи р. Б. Куранах длиной 7 км имеет следующие средние параметры: ширина пласта – 90 м, мощности торфов – 6 м, песков – 3,2 м, содержание золота – 1,1 г/м³, продуктивность – более 300 кг на 1 п. км. Россыпь золотоносного участка долины другой крупной реки района – р. Якокит имеет длину 13,2 км, средние ширину пласта – 87 м, мощности торфов – 6 м, песков – 2 м, среднее содержание золота – 1,1 г/м³, продуктивность – 200 кг на 1 п. км. Россыпи золотоносных притоков р. Якокит имеют длину 4–8 км, среднюю ширину – 70–90 м, мощности торфов – 4,2–4,4 м, песков – 2,2 м, среднее содержание золота – около 1 г/м³, продуктивности – 140–190 кг на 1 п. км.

Крупность золота в россыпях района, кроме россыпей его северной части, имеющих источники золота на Куранахском рудном поле, – достаточно выдержанная, сравнительно высокая. По данным обычной промывки проб этих россыпей и гранулометрического анализа золота из шлихов, получены следующие весовые соотношения фракций: +2мм=10%; +1–2мм=20%; +0,5–1мм=25%; +0,25–0,5мм=35%; –0,25мм=10%. На ранних этапах разработки этих россыпей в них были встречены самородки весом до 3 кг. Изменение крупности, морфологии и пробности золота в россыпях вниз по долинам рек происходит не закономерно, что свидетельствует о множественности коренных источников, питающих эти россыпи, и их расположении, а значит поступлении золота, как с верховьев, так и с бортов и днищ долин и из их боковых притоков.

Форма золотин — пластинчатая, комковидная, дендритовая, кристаллическая. Степень окатанности — слабая, в крупных зернах до средней. Характерна уплощенность золотин с коэффициентом уплощенности от 3 до 7. Цвет золота — ярко желтый до зеленовато-желтого. Поверхность золотин — обычно чистая, яркая. Иногда в углублениях наблюдаются следы гидроокислов железа.

Проба золота из россыпей основной части района (по А.А. Ким и др.) — 800–920, в среднем 885, что несколько ниже пробы золота в их коренных источниках — 865–920, в среднем 900.

Причем отмечается, что нередко пробность золота в нижних частях протяженных россыпей не повышается, как ожидается, а несколько понижается, что тоже можно объяснить поступлением в россыпи нового более низкопробного золота с бортов долин и боковых притоков.

Данные фазовых анализов золота и многолетний опыт переработки руд на Куранахской ЗИФ показывают, что доля в этих рудах “свободного” (больше 0,1 мм) гравитационного золота, считающегося россыпеобразующим, не превышает 15–20%.

Тем не менее, эти руды являются источником присутствующих во всех водотоках, спускающихся с Куранахского водораздела промышленных золотоносных россыпей.

Золото в этих россыпях преимущественно относится к тонкому (0,1–0,2 мм) и мелкому (0,2–0,5 мм) классам. Золотины в основном представлены сростками тусклых комковидных мельчайших частиц, высвободившихся при окислении золотоносного пирита первичных руд. Укрупнившееся в процессе адгезии, это золото относится к типу “хрупкого золота”. В нем практически не содержится примесей, проба его — 900–920, что значительно выше пробы золота в Куранахских рудоносных карстах (800–870), откуда оно поступает в россыпи.

Аллювиальные россыпи бассейна р. Бодайбо (Ленский район).

В бассейне р. Бодайбо основное промышленное значение имеют погребенные аллювиальные россыпи, разработка которых, начатая в середине прошлого века, продолжается до настоящего времени. Этот крупный золоторудный район располагается в центральной части Патомского нагорья в пределах крупного синклинория, сложенного породами верхнего протерозоя. Основные россыпи сосредоточены в пределах Бодайбинского прогиба, где породы образуют широкие синклинальные складки, разделенные узкими антиклиналями, к осевым частям которых приурочены зоны малосульфидных золотоносных кварцевых жил и прожилков, служащих коренными источниками россыпей. Кварцевые жилы группируются в зоны шириной от 0,5 до 3 км. Содержания золота в них в целом низкие, но размеры золотин крупные, что является благоприятной предпосылкой для россыпеобразования.

Бассейн р. Бодайбо представляет собой глубоко расчлененное нагорье с глубиной долин 200–500 м и шириной 3,5–4 км. Ширина пойм 100–250 м, изредка до 400 м. Долины заполнены толщей рыхлых отложений мощностью от 20 до 170 м. В погребенном рельефе долин различают россыпи днища, получившие название в Ленском районе россыпей глубоких тальвегов, и террас. В долине р. Бодайбо выделяются восемь террасовых уровней. Длины террасовых ступеней от 2–3 до 10 км, а ширина площадок от 20 до 250 м. Ширина глубокого тальвега р. Бодайбо около 200 м. Крупные погребенные россыпи развиты в долине самой р. Бодайбо, в долинах ее притоков и на террасах. В долине р. Бодайбо россыпь глубокого тальвега значительно богаче россыпей террас, а в долинах притоков обратная закономерность — террасовые россыпи богаче и крупнее по запасам, чем россыпи глубоких тальвегов. Крупнейшая россыпь главного тальвега расположена в долине р. Бодайбо. Глубина залегания россыпей глубоких тальвегов составляет 20–30 м, иногда увеличивается до 90 м. Мощность золотоносных пластов колеблется от 0,2 до 5 м.

Мощные толщи глин и песков, перекрывающие аллювий погребенных террас, рассматриваются как озерные и речные. Возраст погребенных россыпей — ранне- и средне-четвертичный.

В зависимости от особенностей аллювия различают два основных типа золотоносных пластов: галечные или валунно-галечные и щебнистые. Концентрация золота в га-

лечниках или валунниках возможна лишь в случае наличия глины, как заполнителя межгалечного пространства. Обычно глинистость и соответственно золотоносность увеличиваются к низу слоя. Поэтому наиболее высокие содержания золота находятся непосредственно над плотиком. Иногда выделяются многослойные пласты с двумя-четырьмя горизонтами золотоносных валуников, разделенными песчано-глинистыми прослоями.

В щебнистых пластах концентрация золота приурочена к слоям щебня с гравийно-глинистым заполнителем. Они представляют донную фацию аллювия, образовавшуюся из слабо обработанного элювия коренных пород. Мощность золотоносных пластов щебнистых слоев от 0,5 до 2 м. Они характерны для участков россыпей с относительно ровным плотиком. Наиболее богатые скопления золота концентрируются на плотике, сложенном алевролитами и сланцами с ребристой поверхностью и широкими трещинами. По трещинам в песчаниках золото может проникать до глубины 1,5 м. Наиболее обогащенными являются верхние части трещин глубиной 10–50 см.

Золото бассейна р. Бодайбо преимущественно крупное с размером золотин 2–4 мм. В некоторых россыпях золото крупнее 8 мм составляет до 25% общего количества. Встречаются и крупные самородки, преимущественно в верховьях р. Бодайбо.

Кроме важнейших золотоносных россыпей, относящихся к аллювиальному типу, иногда отмечаются значительные делювиальные россыпи золота.

Делювиальные россыпи Белогорского золотоносного узла связаны с эпитегрмальными золоторудными проявлениями районов Нижнего Амура. Образование россыпей обусловлено благоприятным сочетанием объемного коренного оруденения и геоморфологии территории.

Коренное месторождение находится в привершинной части Белой Горы и приурочено к неку трахитов олигоценного возраста, превращенных в сильно каолинизированные кварц-гидрослюдистые породы. Золотое оруденение прожилково-вкрапленного типа образует штокверк бедных руд со средним содержанием 0,9 г/т и отдельными зонами промышленных концентраций золота с содержанием 5,1 г/т. Руды малосульфидные золото-кварцевой формации. Рудные минералы составляют менее 0,5% и представлены пиритом, арсенопиритом, сфалеритом, сульфосолями серебра, самородным золотом, серебром. В рудах преобладает свободное золото (около 70%). Меньшая его часть образует сростки с другими минералами и вкрапленность в сульфидах. Размер зерен от тонкодисперсного до первых миллиметров.

Делювиальная россыпь находится на пологом, слабо расчлененном склоне Белой Горы. Мощность обломочных отложений постепенно увеличивается к нижней части склона до 20 м. Представлены они песчанистой глиной с обломками и щебнем эффузивных пород. В основании делювия на отдельных участках сохранилась глинистая кора выветривания мощностью до 0,5 м. Основную массу обломочного материала составляет мелкая фракция (менее 5 мм). В состав тяжелой фракции входят лимонит, магнетит, ильменит, хромит, эпидот.

Золото рассеяно по всей толще делювия, образуя невыдержанные обогащенные линзы. Оно присутствует в основном в рыхлом глинистом материале, некоторая часть сохраняется в обломках. Золото в россыпи находится преимущественно в свободном состоянии и по крупности практически не отличается от коренного. Размер золотин 0,15–0,05 мм редко до 1,5 мм.

7.2. Россыпные месторождения платиновых металлов

Россыпные месторождения платиновой группы формируются в основном в складчатых областях и на активизированных участках платформ, где расположены массивы ультраосновных пород, обогащенные платиноидами. Предпосылки образования платиновых россыпей те же, что и для золоторудных. Наиболее крупными и самыми распространенными являются аллювиальные россыпи, располагающиеся в пределах платиновых массивов. Промышленное значение могут иметь элювиальные, а иногда и делювиальные, но обрабатываются они совместно с аллювиальными. Обычно продуктивный элювий в плотике вместе с продуктивным слоем аллювия образуют элювиально-

аллювиальные россыпи платиновых металлов непосредственно на платиноносном массиве.

Российские россыпные месторождения платиноидов, как и россыпи золота, с 30-х гг. прошлого века на протяжении 100 лет имели мировое значение. Первыми были знаменитые платиновые россыпи Среднего Урала (реки Чусовая, Иса, Туры, района Н. Тагила), где, по данным Высоцкого Н.К. (1923, 1925), было добыто более 300 т платиноидов (рис. 7.3. А).

На карте Нижнетагильского платиноносного района (рис. 7.3. Б) видно, как непосредственно с ультрамафитового массива начинались многочисленные россыпи этого района, общая протяженность которых составляла порядка 100 п. км. Из россыпей этого района было добыто около 125 т платиновых металлов. Исходя из этого, приняв среднюю ширину пласта в 200 м, а среднюю мощность песков в 2 м, можно рассчитать, что при

этом среднее содержание платиноидов в этих россыпях составляло более 3 г/м³. Подобные данные имеются и по крупнейшим россыпям Урала, находившимся в бассейнах рек Иса и Тура. Из этих россыпей протяженностью 200 км было получено около 130 т платиноидов. По минералого-геохимическому составу эти россыпи, как и минерализация питающих их массивов, относятся к иридисто-платиновому типу. Здесь были участки уникально богатых россыпей с крупной платиной и самородками весом до нескольких килограммов.

Наблюдается естественное сходство основных минералов россыпей и минералов, присутствующих в их коренных источниках. При гравитационном обогащении платиносодержащих россыпей выделяются 22 основных минерала платиновых металлов. Примерно в трети платиновых россыпей накапливается сопутствующее золото.

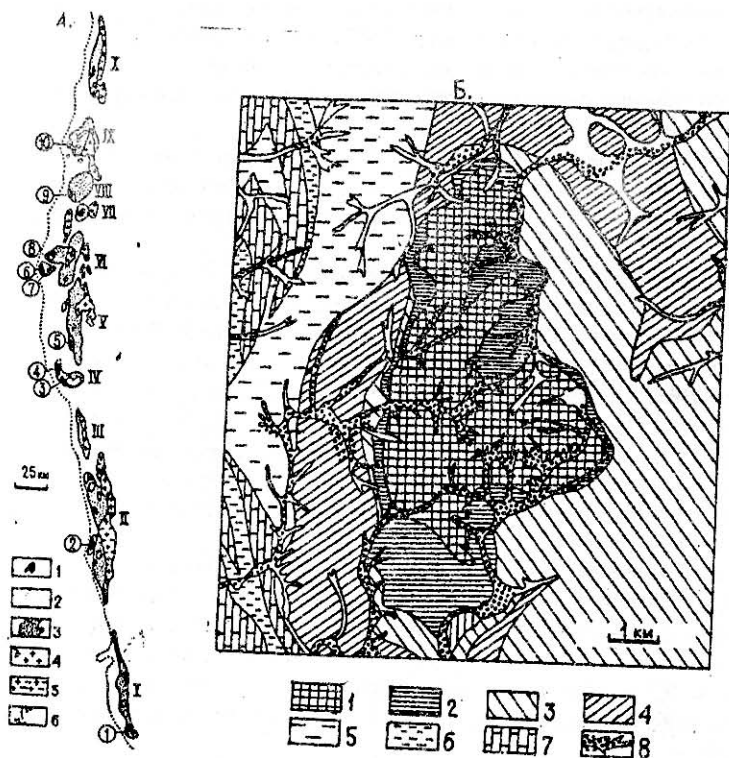


Рис. 7.3. Платиноносный пояс Среднего Урала и россыпи Нижнетагильского массива.

А. Схема строения и положение основных интрузивных массивов платиноносного пояса Среднего Урала (по Д.С. Штейнбергу, 1981). 1 – основные тела платиноносных дунитов (цифры в кружках): 1 – Омутинский, 2 – Нижне-Тагильский, 3 – Вересовый Бор, 4 – Светлый Бор, 5 – Каменушка, 6 – Сосновский, 7 – Косвинский, 8 – Исовский, 9 – Гладкая Сопка, 10 – Желтая Сопка; 2–5 – другие породы: 2 – верлиты и клинопироксениты, 3 – габбро, 4 – гранитоиды, 5 – сиениты; 6 – западная граница Тагильско-Магнитогорского прогиба. I–X – основные массивы: I – Ревдинский, II – Тагильский, III – Баранчинский, IV – Качканарский, V – Правдинский, VI – Кытлымский, VII – Княсьинский, VIII – Кумбинский, IX – Денежкин Камень, X – Ивдельский.

Б. Схематическая геологическая карта Нижне-Тагильского платиноносного массива (по Н. Высоцкому). 1 – дуниты; 2 – серпентиниты; 3 – габбро-диориты; 4 – амфиболиты; 5 – слюдяные сланцы; 6 – кристаллические сланцы; 7 – известняки; 8 – четвертичные отложения и отработанные россыпи платины и золота.

Во всех описываемых россыпях в качестве примесей, "засоряющих" рудные концентраты, присутствуют минералы ультрамафитовых интрузий: хромшпинелиды, титаномagnetиты, форстерит, пироксены, хризолит.

Наиболее распространенными определяющими основное промышленное значение описываемых россыпей являются: самородная платина, ее твердые растворы с другими металлами, интерметаллические соединения платиноидов с железом и медью, арсенид платины — сперрит, сульфиды платиноидов — всего 11 минералов.

В составе шлиховых продуктов, получаемых из россыпей, среди металлов платиновой группы резко преобладает платина — 76–85%, затем — иридий — 1–8%, осмий — 0,6–3%, родий — 0,5–1,2%, рутений — 0,1–0,8% и меньше всего — палладий — 0,01–0,4%.

Выделяется несколько минералого-геохимических групп платинометалльных россыпей, однако нередко в одном и том же районе присутствуют россыпи разного состава, относящиеся к нескольким группам.

Палладий в основных россыпях находится в наименьших количествах, присутствуя в качестве примесей в изоферроплатине и в сульфиде платины — бреггит.

Крупнейшее россыпное месторождение платиноидов России Кондер находится на восточной окраине Алданского щита, а административно — в северной части Хабаровского края. Но геохимическому составу оно относится к иридисто-платиновому типу.

Месторождение связано с многофазным кольцевым Кондерским интрузивным массивом диаметром около 8 км. Массив сложен совмещенными протерозойскими ультрамафитами и щелочными породами этапа мезозойской тектономагматической активизации Алданского щита (рис. 7.4).

В рельефе массив представлен округлой котловиной, сложенной легковыветриваемыми интрузивными породами, размываемыми верховьями россыпеобразующих рек. Котловина окружена воздымающимся кольцевым поднятием с превышением в 400–500 м, сложенным крепкими породами архейско-протерозойского возраста.

Россыпеобразующие реки I–III порядка направлены от кольцевого хребта в эродированную внутреннюю часть массива, сложенную платиносодержащими породами. Вытекающая из депрессии река Кондер формирует основную россыпь района.

Эволюция структуры круглого массива от купольной к современной — кольцевой произошла в мел-палеогеновое время. Такое изменение рельефа обусловило многократное перераспределение рудоносного аллювия, определившее концентрацию россыпеобразующих минералов внутри котловины, а затем их вынос во внешнюю многокилометровую зону вокруг массива.

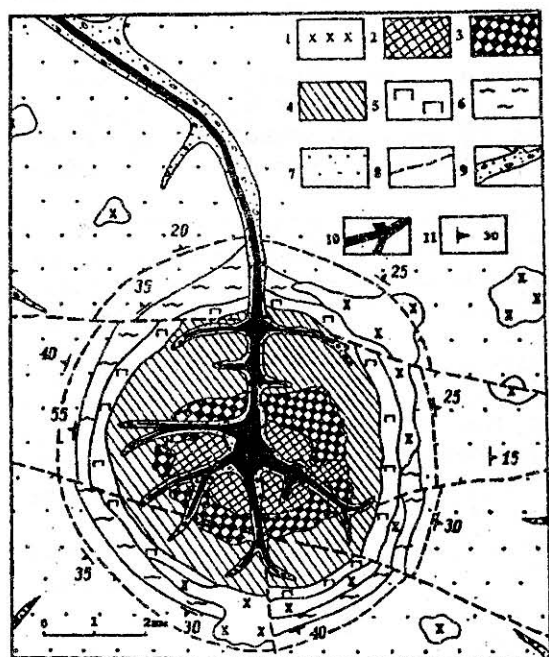


Рис. 7.4. Схема геологического строения диорит-ультрамафитового массива Кондер и связанных с ним россыпей (по данным Аяно-Майской ГРЭ).

1 — мезозойские диориты; 2–5 — протерозойские ультрамафиты: 2 — пегматоидные и крупнозернистые дуниты с содержанием хромшпинелидов до 5%, 3 — крупнозернистые дуниты с содержанием хромшпинелидов до 15%, 4 — мелко- и среднезернистые дуниты с содержанием хромшпинелидов 1–2%, 5 — пироксениты; кристаллические сланцы и гнейсы нижнего протерозоя; 7 — песчаники, алевролиты, аргиллиты рифея; 8 — разрывные нарушения; 9 — аллювиальные отложения; 10 — контуры россыпей; 11 — элементы залегания.

Морфология россыпей изменяется, а продуктивность — возрастает по мере опускания долин от поднятых краевых частей котловины, где реки относятся к I — II порядку, к ее средней части (III — IV порядка), а затем — по выходе из нее и расширении долины (IV — V порядок). При этом появляется несколько промышленных пластов, в том числе пойменные и террасовые.

Наблюдается резкое изменение гранулометрического состава шлиховой платины в россыпях, находящихся внутри котловины в долинах высоких порядков, и в россыпях, находящихся в долинах рек после их выхода из кольцевого хребта. В первых преобладает средняя (0,5–2 мм, ее количество — 66%) и крупная платина и ее самородки весом до 3,5–5,5 кг. Содержание платиноидов — очень высокое, до сотен г/куб. м. Россыпи этих участков характеризуются высокой валунистостью и каменистостью. В нижних частях россыпей за пределами кольцевого хребта преобладает платина мелкой и тонкой фракций (45% меньше 0,5 мм). Пески здесь тоже в основном сложены материалом мелких фракций. Содержание металлов снижается до рядовых, но параметры пластов — возрастают. (Н. Г. Патык-Кара и др., 1997).

Суммарная длина россыпесодержащих рек месторождения Кондер составляет около 60 км при средней ширине — 360 м. Средняя мощность платиноносных песков — 2,4 м, торфов — 5,5 м, среднее содержание платиноидов в пласте — 2–5 г/м³. В качестве полезной примеси присутствуют золото — первые десятки мг/м³. Количество хромшпинелидов и титаномагнетита — 2,5–8%. В шлихи переходит торит, который рассматривается как вредная примесь. Месторождение Кондер успешно разрабатывается с 1985 года, и уже отработано 50% запасов.

Крупные и весьма экономически эффективные россыпи платиноидов открыты и уже успешно отрабатываются в центральной части Ветвейского хребта Корякского нагорья на севере Камчатки. Здесь, прорывая островодужные вулканогенно-терригенные осадки верхнего мела, присутствуют платиноносные палеоценовые интрузии габбро-пироксенит-дунитового состава.

Их минерализация и связанные с ними россыпи относятся к Уральскому и Кондерскому иридисто-платиновому типу. Крупные россыпные месторождения реки Левтыриновья и руч. Ледяного имеют запасы в несколько десятков тонн, а прогнозные ресурсы этого района в целом оцениваются в масштабах Уральской провинции.

Эти россыпи связаны с концентрически-зональными ультрамафитовыми массивами. Например, россыпь р. Вывенка IV порядка — правого притока р. Левтыриновья имеет протяженность более 10 км и ширину контура пласта 200–450 м. Ее платиноносные пески залегают в приплотиковой части долины, а также на низкой и высокой поймах и террасе. Их мощность — 0,4–7,5 м. Мощность торфов — 2–9 м. Среднее содержание платиноидов на пласт — 2–9 г/м³ (до 14 г/м³).

Шлиховая платина содержит самородки (около 1%) и крупную фракцию (1–11%). Представлена в основном (96–98%) — изоферроплатиной, а также сперрилитом, самородным осмием, осмистым иридием.

7.3. Россыпные месторождения редких металлов

Среди россыпных месторождений редких элементов выделяются аллювиальные, прибрежно-морские и элювиальные. В аллювиальных россыпях, образующихся по течению рек на большом удалении от коренных источников, преобладают монацит и циркон в ассоциации с магнетитом и ильменитом. Их содержания не превышают первых сотен граммов на тонну. По запасам содержащихся в них редкометалльных минералов это мелкие месторождения.

Важное промышленное значение имеют прибрежно-морские россыпи циркона, монацита, ксенотима и ильменита.

Элювиальные россыпи редких металлов, имеющие для многих из них весьма большое значение, залегают непосредственно в корях выветривания их коренных источников. Поэтому особенности этих россыпей прежде всего определяются характеристика-

ми их источников — объектов первичной концентрации, которые были описаны нами выше. Поэтому в данной главе они не рассматриваются.

В прибрежно-морских россыпях, обломочный материал для которых в основном привносится реками, впадающими в море в пределах данной акватории, накапливаются россыпеобразующие минералы, обладающие сравнительно небольшой плотностью (меньше 6) и высокой твердостью (больше 6 по шкале Мооса).

Эти свойства, а также распространенность минералов в породах бассейнов впадающих рек и благоприятные климатические условия для интенсивного выветривания пород и поступления материала в реки определяют возможность дальнего переноса этих минералов реками до их впадения в море и значительного накопления в россыпях. Такими свойствами, обеспечивающими возможность концентрироваться в прибрежно-морских россыпях, обладают такие ценные минералы, как монацит, циркон, ксенотим, вместе с ильменитом и рутилом. По фациальному признаку, отвечающему условиям осадконакопления, и последующей эволюции их геологических обстановок среди прибрежно-морских россыпей выделяются пляжевые, прибрежно-террасовые, дюнные, дельтовые и россыпи подводного склона. По возрасту и условиям залегания эти россыпи подразделяются на современные и древние, которые обычно являются погребенными — перекрытыми более молодыми наносами. Иногда древние прибрежно-морские россыпи могут далеко отстоять от современных морей.

В СНГ наиболее изучены древние россыпи Русской платформы (Приднепровья и др.). За рубежом наибольшее экономическое значение имеют современные россыпи океанических пляжей тропических побережий (Индии, Шри-Ланки, Австралии, Новой Зеландии, многих стран Африки и Америки).

Обычно эти россыпи прослеживаются на десятки и (с перерывами) даже на сотни километров. Так, протяженность россыпи Малгунд в Индии — 1,6 км, ширина — 30 м, мощность продуктивного слоя — 0,6 м. Протяженность россыпи Чавара — 22 км, ширина — 45 м, мощность — 0,6–1,5 м. Таким образом, ширина и мощность продуктивных пластов этих россыпей невелики.

Дюнные россыпи имеют меньшее экономическое значение. Они характеризуются небольшими содержаниями тяжелых минералов, но более равномерным распределением их в толще песка. Однако суммарные запасы тяжелых минералов, в частности циркона, в более бедных дюнных песках выше, чем в пляжевых.

Древние прибрежно-морские россыпи отличаются большой площадью и значительной мощностью продуктивных отложений. Отдельные россыпи прослежены от 1,1 до 20 км при мощности продуктивных отложений до 10 м и более.

Наиболее распространены существенно ильменитовые (или рутиловые) и комплексные титан-цирконовые россыпи с различным соотношением минералов титана (ильменит, рутил, лейкоксен) и циркона. Ильменит-циркон-монацитовые, циркон-монацитовые и существенно монацитовые россыпи встречаются реже.

Наиболее известны интенсивно разрабатываемые ильменит-цирконовые россыпи восточного побережья Австралии (шт. Квинсленд и Новый Южный Уэльс). В отличие от большинства других россыпей содержания в них ильменита и циркона примерно одинаковы, а иногда циркон даже преобладает.

В крупных ильменит-цирконовых россыпях побережий Африки содержится (в кг/т): ильменита — 400–600 (Мавритания), 110–750 (Сенегал); 506 (АРЕ) циркона — 100–400 (Мавритания), 50–230 (Сенегал), 73 (АРЕ), 10–60 (ЮАР). Существенно повышенные содержания монацита (до 80 кг/т) известны в россыпях на побережьях Индии, Шри-Ланки, Бразилии. Древние морские россыпи СНГ имеют ильменит-рутил-цирконовый состав. Содержание главных полезных компонентов в продуктивных песках россыпей Русской платформы колеблется (кг/м³): циркон — 5–15, ильменит — 30–60, лейкоксен — 3–10, рутил — 5–15.

Концентрация ильменита, циркона, монацита и других минералов в прибрежно-морских россыпях приурочены к тонко- или мелкозернистым пескам (или песчаникам в древних толщах) с преобладающим размером зерен 0,01–0,6 мм. Так, в Украинских рос-

сыпях 91,0–99,9% циркона сосредоточено во фракции 0,01–0,5 мм, причем из них 59–95% – во фракции 0,05–0,25 мм. В пляжевых песках восточного побережья Австралии средний размер циркона составляет 0,11 мм, монацита – 0,08 мм.

В монацитах из россыпей Индии, Австралии, АРЕ, Мадагаскара, США содержится 5–10% ThO_2 . Содержание HfO_2 в цирконах из этих россыпей обычно 1–2,5%.

Опыт геолого-экономической оценки титан-цирконовых россыпей Украины и Европейской части России показывает, что рентабельными могут быть месторождения с запасами продуктивных песков 20–30 млн. м^3 , при содержании в пласте 50–60 $\text{кг}/\text{м}^3$ титановых минералов и циркона, причем отношение мощности торфов к пескам должно быть не более 4:1.

При разработке титан-цирконовых россыпей получают ильменитовый, рутиловый, цирконовый, дистен-силлиманитовый и другие концентраты.

7.4. Урановые и редкометалльно-урановые месторождения в осадочных породах

Месторождения этой группы объединяют около половины мировых запасов урана, и ежегодно добыча руд из них возрастает. Они широко распространены на всех континентах и во многих странах мира: на территории Северной Америки (Колорадско-Вайомингская рудная провинция), в западной части Аргентины, вдоль восточных предгорий Анд, в Нигерии (Мали-Нигерийская рудная провинция), в пределах Средне-Чешского и Центрального Французского срединных массивов, на территории Мексики, Австралии, Италии, Югославии, Венгрии, Японии. Крупные запасы урана разведаны на территории Казахстана и Узбекистана – Чу-Сарысуйская, Сырдарьинская, Кызылкумская и другие рудные провинции. (Машковцев Г. А. и др., 1993, 1995).

Ценность месторождений в отложениях платформенного чехла не только в их широкой распространенности, но и благоприятных технологических свойствах руд. Уран из руды обычно легко выщелачивается разбавленными кислотными или содовыми растворами. Важным экономическим фактором освоения многих месторождений в песчаниках является возможность применения при их обработке метода подземного выщелачивания (ПВ) в естественном залегании рудных залежей, что обеспечивает низкую себестоимость конечного продукта. Благодаря внедрению скважинного метода ПВ в отработку вовлекаются месторождения крупные по запасам, но с низкими содержаниями урана. Особенностью их является комплексный состав руд, в которых вместе с ураном накапливались Se, Re, Mo, Sc, Y, V, Cu, Ni, Co, Ag. Это позволило выделить их как редкометалльно-урановый тип месторождений.

На большинстве рассматриваемых месторождений рудные тела имеют простую плато- и линзообразную форму и обычно залегают согласно с вмещающими породами. Месторождения урана чехла древних и молодых платформ в литературе объединяются под названием “месторождения песчаникового типа”.

Селен-ванадий-урановые месторождения в песчаниках. Месторождения этого типа являются важным поставщиком урановых руд и известны практически на всех континентах. Их геологическое положение определяется благоприятным сочетанием климатических, гидрогеологических, литолого-фациальных и тектонических условий.

Климатический фактор играет важную роль в формировании вод, обогащенных кислородом и ураном. Такие условия возникают в областях с аридным климатом. Отсутствие в аридных областях сплошного растительного покрова и крайне низкое содержание органического вещества в почвах благоприятствует обогащению подземных вод кислородом, так как он не расходуется на окисление органического вещества. Интенсивное испарение приводит к повышению содержания урана в водах до 10^{-5} г/л, что на один-два порядка выше, чем в водах гумидных областей. Оба фактора в совокупности создают условия для накопления и миграции урана в форме уранил-карбонатных комплексов.

Кроме этого, в районах с засушливым климатом уровень грунтовых вод значительно ниже, чем в гумидных областях. Это способствует тому, что обогащенные ураном

трещинные грунтовые воды проникают в водоносные горизонты артезианских бассейнов и не рассеиваются, вытекая в поверхностные водотоки.

Большинство рудных районов приурочено к артезианским бассейнам инфильтрационного типа, где нисходящие потоки подземных пластово-поровых вод в верхней части разреза контактируют с грунтовыми водами и несут растворенный кислород. Распространяясь по проницаемым пластам песчаников, эти воды формируют зоны пластового окисления (ЗПО) протяженностью в десятки и сотни километров, что является важнейшей отличительной особенностью рассматриваемых месторождений (рис. 7.5).

Положение фронта ЗПО определяется гидрогеологическим режимом района, степенью проницаемости пород, обогащением их органическим веществом, а пластовых вод — кислородом. В одних районах ЗПО распространяется недалеко от краевой области питания артезианского бассейна инфильтрационного типа, в других — опускается до нескольких километров.

Литолого-фациальные условия, благоприятные для локализации месторождений, создаются в не однородных по составу рудовмещающих разрезах, где выдержанные пласты песчаных водопроницаемых отложений чередуются с глинистыми водоупорными толщами. Рудовмещающие толщи отличаются и геохимической неоднородностью, которая выражается в чередовании окислительных и восстановительных геохимических фаций.

Рудовмещающими обычно являются сероцветные водопроницаемые породы, обладающие восстановительными свойствами, что может быть обусловлено наличием захороненного в них первичного (сингенетического) органического вещества гумусового ряда.

Первичное органическое вещество обычно находится в виде углефицированного растительного детрита и распределяется в пределах проницаемого пласта в зависимости от палеогеографических условий седиментации (палеорусл, зоны заболачивания и др.), вторичное (эпигенетическое) восстановление пород обусловлено деятельностью восстановительных (глеевых или сероводородных) подземных вод, которые часто сопровождают скопления нефти и газа. На фронте зоны пластового окисления образуется геохимический барьер, благоприятный для рудоотложения (рис. 7.6). Восстановительный геохимический барьер для урана может быть как биогенным, так и абиогенным.

Среди тектонических факторов, благоприятных для рудолокализации, следует выделять региональные и локальные.

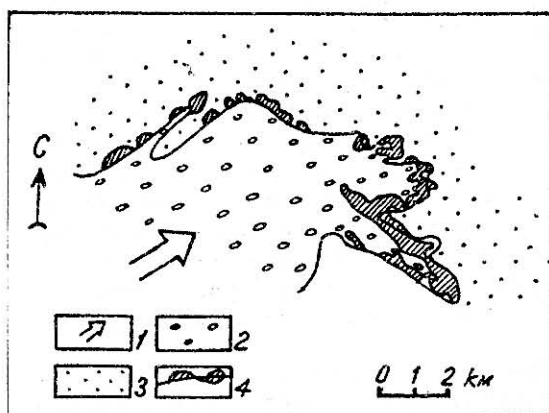


Рис. 7.5. Положение на плане уранового оруденения, приуроченного к зоне пластового окисления.

1 — направление потока подземных вод; 2, 3 — песчаники: 2 — окисленные, 3 — неокисленные, с повышенной восстановительной емкостью; 4 — урановорудные тела роллового типа.

Региональный рудоконтроль проявляется в приуроченности рудных районов к областям тектонической активизации молодых платформ. В результате на поверхность выводятся породы фундамента, часто обогащенные ураном, в том числе граниты и черносланцевые толщи. Наиболее интенсивно тектонической активизации подвергаются краевые части платформ. Активизация приводит к развитию малоамплитудных блоковых тектонических деформаций с амплитудами перемещений 0,5–1,5 км. Эти движения обуславливают омоложение рельефа, формирование эпиплатформенных орогенов, межблоковых зон трещиноватости, складчатых деформаций пород осадочного чехла. Области воздымания создают

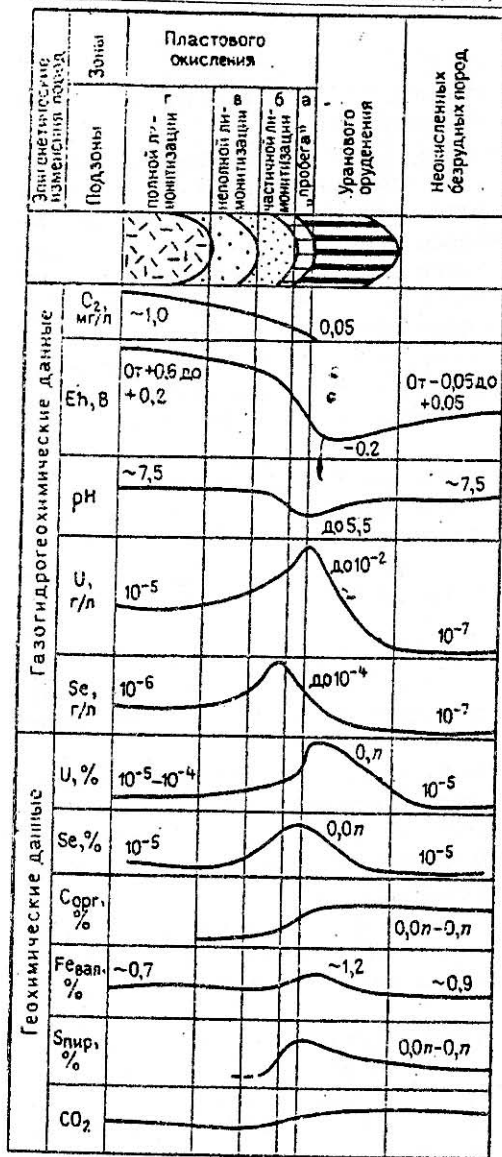


Рис. 7.6. Геохимическая характеристика зоны выклинивания пластового окисления. По М.Ф. Каширцевой и А.К. Лисицину.

высокий гидростатический напор, что способствует образованию инфильтрационного гидродинамического режима и активизации динамики элизионных вод артезианских бассейнов, открытию проницаемых зон трещиноватости.

Локальный тектонический контроль выражается в приуроченности месторождений к антиклинальным структурам: горст-антиклиналям, флексурным изгибам, участкам переклиналных замыканий. Рудоносные зоны и рудные тела контролируются разломами и зонами трещиноватости, которые выявляются по уступообразному рельефу фундамента, осям флексур, резкому изменению наклона пластов, поперечным перегибам складок. Такие зоны трещиноватости более четко устанавливаются в глинистых водоупорных толщах. Рудоконтролирующие тектонические структуры часто являются унаследованными и конседиментационными. В связи с этим они картируются по резкой смене фаций, мощностей рудовмещающих горизонтов и рельефу фундамента.

Морфология и условия залегания рудных тел разнообразны. Преимущественно это пологие залежи крупных размеров, имеющие в плане форму линз, лент, подковообразных тел и овалов. В разрезах для большинства рудных тел характерна специфическая уплощенная серповидная форма; выпуклой стороной залежи ориентированы вниз по падению рудоносного пласта песчаников, а вверх по восстанию пласта они раздваиваются, сохраняясь в кровле и почве рудоносного пласта. Рудные тела подобной морфологии получили название роллов. Передовая часть рудных роллов называется мешковой или головной, а верхняя и нижняя раздвоенные – крыльями. В мешковой части роллов обычно содержатся более богатые руды, а перед нею образуется ореол повышенных содержаний урана. Иногда форма роллов усложняется.

Различная форма роллов выражается в различном сочетании и протяженности их элементов – верхнего и нижнего крыльев, “головы” и “хвоста”. Встречаются трубообразные рудные тела.

В пределах отдельных месторождений иногда можно наблюдать все многообразие морфологических типов рудных тел – от линз до сложных роллов. Усложнение морфологии рудных тел обусловлено анизотропией проницаемости рудовмещающего пласта и неоднородным распределением в нем восстановителей урана.

В разрезе месторождений рудоносные пласты могут располагаться многоярусно, образуя продуктивные пачки мощностью до первых сотен метров. Мощность проница-

емых рудовмещающих горизонтов обычно колеблется от 10 до 20 м. В плане рудоносные зоны пластового окисления прослеживаются до первых десятков километров. Рудовмещающие пласты залегают полого с углами падения 1–5 градусов.

Рудовмещающими породами являются аркозовые и олигомиктовые кварцевые песчаники. Руды, как и породы, отличаются малой крепостью и относятся к слаболигифицированным образованиям. В составе обломочной части пород часто встречается углефицированный растительный детрит, фосфатизированные костные обломки, катыши глины. В рудах распространены сульфиды железа (пирит, марказит), карбонаты (кальцит, анкерит, сидерит), глинистые минералы, барит и халцедон. В целом для этих месторождений характерны два типа урановых руд: окисленные и неокисленные.

В окисленных рудах урановые минералы представлены тоямунином, карнотитом, уранофаном и другими минералами группы уранила, ассоциирующими с лимонитом и минералами ванадия (монтрозеит). Они составляют небольшую часть запасов. Более широко развиты неокисленные руды, в состав которых входят настуран, коффинит и урановые черни в ассоциации с пиритом. Они обволакивают обломочные зерна, пронизывают цемент песчаников. Настуран и коффинит приурочены к углефицированным остаткам. В богатых рудах часто отмечается гематит (гетит), ассоциирующий с настураном. По вещественному составу руды полиэлементные. В них часто присутствуют ванадий, молибден, селен, рений, скандий, иттрий. Разработанная в настоящее время технология подземного выщелачивания урана позволяет попутно извлекать большую часть сопутствующих элементов. В рудах встречаются окисленные битумы, в том числе содержащие уран.

На некоторых относительно молодых месторождениях руды неравновесные: в хвостовой части роллов равновесие смещено в сторону радия, а в головной – в сторону урана.

Типичными примерами селен-ванадий-уранового оруденения в песчаниках, локализованного на выклинивании ЗПО, являются месторождения урановорудной провинции Вайоминг. Здесь сосредоточено 28% промышленных запасов урана США. Эта провинция расположена севернее известной провинции плато Колорадо и представляет собой ряд депрессий, выполненных платформенными отложениями мезокайнозоя и ограниченных поднятиями, в пределах которых обнажаются кристаллические породы докембрия.

Территория является окраиной древней платформы, охваченной тектонической активизацией.

Крупнейшие урановорудные провинции Казахстана и Узбекистана (Чу-Сарысуйская, Сырдарьинская и Кызылкумская) во многом сходны, но имеют и некоторые различия. Общность тектонической обстановки определяется приуроченностью всех провинций к эпиплатформенным орогенным поясам.

Выявлению новых генетических типов уранового оруденения способствовало установление важнейших закономерностей их пространственного размещения, детальное изучение условий формирования.

В результате к 90-м годам в основном в пределах среднеазиатского региона выявлены крупнейшие в мире редкометалльно-урановые месторождения описываемого типа. Разведанные и предварительно оцененные запасы урана в них подсчитаны в количестве 1200 тыс. т, и в около 800 тыс. т оцениваются прогнозные ресурсы. Таким образом, общая оценка уранового сырья этих месторождений определяется в 2 млн. т. Для сравнения следует отметить, что общие ресурсы урана стран западного мира оцениваются в 5 млн. т, из них разведанных с промышленными содержаниями – около 1 млн. т.

Чу-Сарысуйская и Сырдарьинская впадины расположены на периферии Туранской плиты. Области развития зон пластового окисления составляют десятки тысяч квадратных километров. Суммарная протяженность рудоносных фронтов их выклинивания – сотни километров. Они контролируют пространственное положение крупных по запасам ураново-рудных объектов. В Чу-Сарысуйской впадине рудные залежи месторождений залегают в меловых и палеогеновых отложениях (Инкай, Мынкудук, Канжуган), в Чу-Сарысуйской впадине рудовмещающими являются меловые песчаники (Карамурун, Иркол). Урановое оруденение приурочено к зоне мало контрастного восстановительного барьера с относительно низкими содержаниями в породах углистого вещества (0, n – 0,0 n% С орг.)

и дисульфидов железа. Поэтому руды бедные и убогие, пригодные для отработки только методом скважинного подземного выщелачивания.

Кызылкумская впадина, значительно меньшая по размерам, представлена артезианским бассейном, обрамляющим выступ палеозойского фундамента в пределах Центрально-Кызылкумского сводового поднятия. Соответственно и зоны пластового окисления имеют небольшую протяженность, а приуроченные к ним урановые месторождения — средние по запасам. Но зато зоны более контрастны по концентрации восстановителей, что обусловлено наложением на сингенетическое органическое вещество процессов битуминизации и пиритизации. В результате руды отличаются более высоким содержанием урана. На ряде месторождений присутствуют богатые гематит-настуран-черниевые руды с сульфидами, сформированные на флюидном восстановительном барьере, возникающем за счет внедряющихся по разломам термальных восстановительных растворов. Все месторождения являются древнеэпигенетическими мезозойского и кайнозойского возраста (рис. 7.7).

Своеобразной разновидностью месторождений в песчаниках являются месторождения с ураноносными гуматами. Это крупные месторождения рудного района Грантс на плато Колорадо. Предполагается, что гумусовые кислоты, образовавшиеся при разрушении рассеянных и захороненных в песчано-сланцевых отложениях растительных остатков, переносились с ураном щелочными подземными водами. При изменении щелочной среды на кислую происходило разрушение комплексов и осаждение гуматов, которые активно сорбировали уран, содержащийся в подземных водах. Урановые минералы встречаются только совместно с гуматами, образуя единые рудные тела пластообразной формы.

Месторождения прослеживаются в пределах северо-западной зоны шириной до 15 км и длиной до 160 км. Наиболее крупные месторождения Амброзия-Лейк, Джекпайл, Саут-Лагуна и другие приурочены к двум позднеюрским продуктивным пачкам пород — Браши-Бейсин и Вестуотер-Каньон формации Морисон. Рудные тела обычно стратиформные, в виде удлиненных пластообразных тел, объединяемых в линейно вытянутые зоны. Уран рассеян в органической фазе в виде уран-органических комплексов и мелких выделений коффинита. Кроме урана, в органическом веществе присутствуют в повышенных концентрациях железо, ванадий, молибден и селен.

Урановые месторождения в калькретах

Месторождения, объединенные в эту группу, выявлены и разведаны в последние 10–15 лет в Австралии (Йилирри и др.), Намибии (Лонгер-Хейнрих), Сомали и других регионах. Они выделяются как месторождения близповерхностных первичных слюдковых руд и приобретают все большую практическую значимость благодаря неглубокому залеганию рудных тел, их простой морфологии и дешевому извлечению урана из руд. Рудные минералы, представленные преимущественно карнотитом, развиты в своеобразных карбонатных (калькреты, каличе) или гипсовых (гипкреты) породах, слагающих тела плитообразной формы в почвах и аллювиальных отложениях аридных климатических провинций. Эти породы возникают в приповерхностных условиях в засушливых районах в результате испарения грунтовых вод, выносящих на поверхность карбонаты и сульфаты. Они отличаются высокой пористостью, кавернозностью и потому благоприятны для миграции приповерхностных вод.

В настоящее время наиболее крупным и хорошо изученным месторождением этого типа является Йилирри, открытое в Западной Австралии в 1972 г. Запасы его оцениваются в 40–50 тыс. т при среднем содержании урана 0,15%. Месторождение приурочено к комплексу карбонатных или богатых карбонатом пород (калькретам), сформировавшемуся в руслах временных потоков вблизи от современной поверхности в районе с ярко проявленным аридным климатом. Главный урановый минерал — карнотит (рис. 7.8).

Рудные концентрации тяготеют к русловой части долины и локализируются в калькретах на глубине до 14 м от поверхности. Главная рудоносная зона протягивается вдоль русла на расстояние около 6000 м при средней ширине 50 м.

В стратиграфическом разрезе рудного района Йилирри различают два структурных этажа: архейские породы фундамента и слабодислоцированные отложения плат-

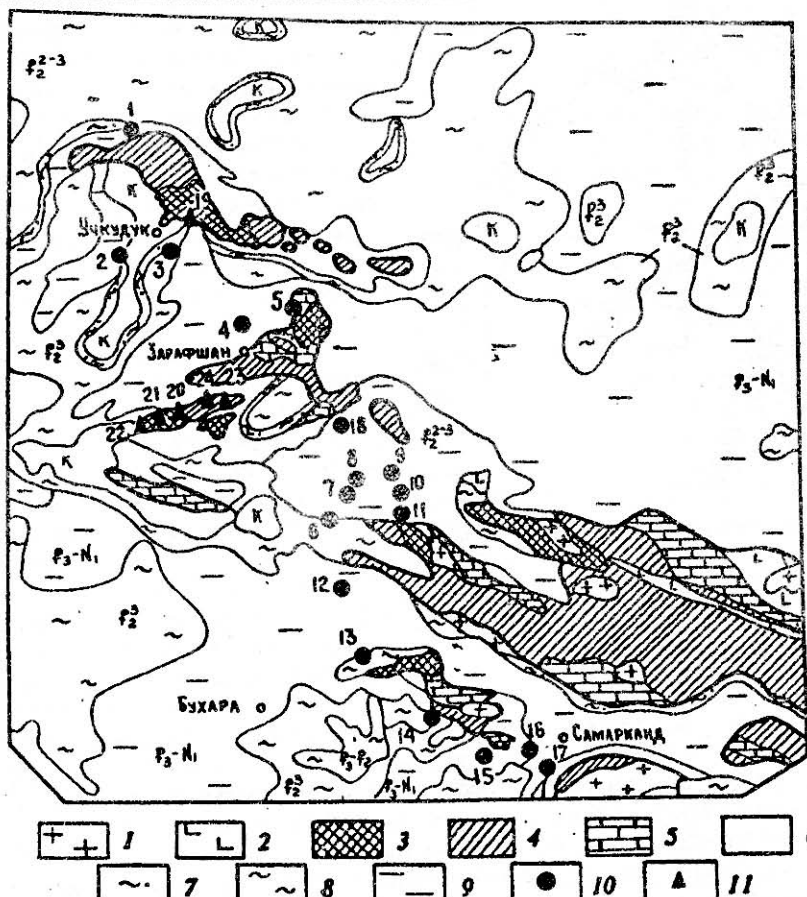


Рис. 7.7. Геологическая карта Кызылкумской провинции.

Протерозойские и палеозойские породы горных массивов: 1 – кислые интрузивные, C_2-P_1 , эффузивные среднего и основного состава, C_1-C_2 ; 3 – углеродисто-кремнистые и углеродисто-глинистые сланцы, $V-O$; 4 – песчано-сланцевые, O_3-C ; 5 – карбонатные, $D-C$.

Мезозойские и кайнозойские отложения: 6 – песчано-глинистые пестро-цветные, K ; 7 – глинисто-песчаные, глинисто-карбонатные, P_1-P_2 ; 8 – глинистые, песчано-глинистые, P_2^3 ; 9 – грубообмолоченные, мелкозернистые, алевроито-глинистые, красноцветные, P_3-N ; 10 – месторождения урана, связанные с зонами пластового окисления (1 – Бахалы, 2 – Мейлысай, 3 – Учкудук, 4 – Сугралы, 5 – Актау, 6 – Северный Букинай, 7 – Алёнды, 8 – Бешкак, 9 – Лявлякан, 10 – Терекудук, 11 – Вараджан, 12 – Южный Букинай, 13 – Северный Майзак, 14 – Кетменчи, 15 – Агрон, 16 – Сабырсай, 17 – Шарк, 18 – Аульбек); 11 – полигенные месторождения в углеродисто-кремнистых сланцах (19 – Алтынтауское рудное поле, 20 – Косчека, 21 – Рудное, 22 – Джантуар, 23 – Восход, 24 – Джитым).

форменного чехла. Породы архейского фундамента представлены биотит-роговообманковыми гранитами с аплитами, пегматитами и долеритами.

Породы платформенного чехла – плиоцен-четвертичные речные и озерные осадки – залегают на остаточных древних латеритных корках выветривания. Общая мощность их в речных долинах изменяется от 10 до 75 м.

В возвышенных районах древнего плато сохранились латеритные коры выветривания, сформировавшиеся в условиях гумидного климата в меловом периоде, когда район дренировался речной сетью.

Становление урановых месторождений в калькретах связано с накоплением аллювиальных отложений в долинах рек, происходившем начиная с плиоцена. В условиях аридного климата получили широкое развитие конусы выноса и соляные озёра. Вдоль

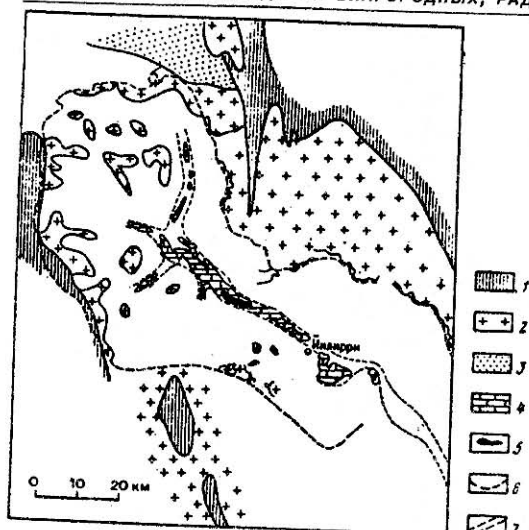


Рис. 7.8. Схема геологического строения района Иилирри.

Породы архея: 1 – зеленосланцевые; 2 – гранитоиднейсы; 3 – протерозойские породы; 4 – калькреды; 5 – рудные тела; 6 – граница водосборного бассейна р. Иилирри; 7 – русло р. Иилирри.

линз до протяженных лентообразных пластов. Урановое оруденение концентрируется только в горизонте калькредов. Руды – мономинеральные карнотитовые. Карнотит образует налеты на стенках пустот и каверн, рассеян в землистых разностях калькред, развивается вдоль мелких трещин. Иногда он обрастает зерна глинистых минералов и окружен тонкой пленкой опала. Это – один из наиболее поздних минералов калькред, и после него выделялись только пленочный опал и некоторые глинистые минералы, выполняющие пустоты.

По мнению большинства исследователей, образование карнотитовых руд происходило на фоне проявления интенсивных эвапорационных процессов. Этому способствовали резко выраженные условия аридного климата, когда степень испарения (до 2500 мм в год) резко преобладает над количеством выпадающих осадков (до 200 мм в год). Возраст оруденения – 0,5 млн. лет.

Фосфор-редкометалльно-урановые месторождения в глинах с костными остатками ископаемых рыб

Месторождения подобного типа формируются при крайне редком сочетании благоприятных геологических условий. Фосфатные рыбные кости известны в морских отложениях различного возраста – от девона до неогена – на территории США (шт. Южная Каролина), Марокко, Сирии, Иордании и других стран. Обычно они залегают совместно с ураноносными фосфоритами. Однако скопления костного детрита, обогащенные ураном настолько, что могут выделяться в качестве самостоятельного промышленного типа месторождений, возникают крайне редко. Рассеянные остатки ископаемых рыб (кости, зубы, чешуя), обогащенные ураном, приурочены к глинистым и мергелистым горизонтам, которые занимают определенное стратиграфическое положение в разрезе и прослеживаются по латерали на значительные расстояния.

Промышленная значимость руд месторождений подобного типа определяется их неглубоким залеганием, позволяющим вести отработку открытым способом, комплексностью руд, содержащих, кроме урана, фосфатное сырье, редкоземельные элементы, кобальт, никель, молибден и цинк, а также легкостью получения концентрата путем простого гравитационного обогащения глин.

речных систем в речных долинах или по краям соляных озер образовались калькреды. Осадочный материал русловых отложений представлен аллювием, эвапоритами и калькредами.

Русловый аллювий различается по минеральному и гранулометрическому составу и состоит из глин с обломками кварца и полевого шпата, суглинков и песков. Поверхностный слой аллювия сцементирован кремнеземом или карбонатным материалом.

Эвапориты появляются в глинистых отложениях конусов выноса и соляных озер. Они представлены сульфатами и хлоридами – гипсом, целестинном и галитом.

Калькреды в виде полосы шириной до 6,5 км залегают в приповерхностной части русловых аллювиальных отложений. Мощность их в крайних участках руслового канала измеряется первыми метрами, а в центральных увеличивается до 20; форма изменяется от небольших разрозненных

Месторождения данного типа являются единственными промышленными уран-редкометальными месторождениями осадочного генезиса.

На территории Казахстана они приурочены к майкопской глинистой формации олигоцена – нижнего миоцена. Продуктивная толща распространена в южной части древней Русской платформы, а также альпийской геосинклинальной области. Среди отложений шельфов архипелага, островов и отмелей сосредоточено большинство месторождений данного типа, сгруппированных в пределах двух крупных рудных районов – Мангышлакском и Ергенинском.

В толще майкопских глин костный детрит рыб образует пластовые залежи. Руды являются многокомпонентными и состоят из костного детрита рыб, сульфидов железа и глинистого материала. Каждый рудный район включает несколько месторождений, приуроченных к отдельным впадинам.

Мангышлакский рудный район расположен в центральной части полуострова Мангышлак. Наиболее крупной впадиной является Карагие. Она обрамляется группой месторождений: Меловое, Томакское, Тасмурунское, Садырнынское, Тайбагарское.

Ергенинский рудный район располагается в пределах кряжа Коржинского. Рудный район приурочен к опущенному Элистинскому блоку. В его пределах выделено большое количество рудных залежей различных размеров – от мелких (в сотни метров) до крупных, протяженностью в несколько километров. Среди них выделяются 12 месторождений и 37 рудопроявлений. Они группируются в шесть рудных полей: Степновское, Шаргадыкское, Багабурульское, Центральное, Харабулукское, Яшкульское.

Наиболее крупным является месторождение Меловое, расположенное на Западном склоне поднятия Карагие. Рудная залежь имеет северо-западное удлинение, протягиваясь на 18,5 км при ширине до 7 км. Площадь – около 90 кв. км. В разрезе пород

выделяются четыре разновозрастных пласта, залегающие почти горизонтально с углами падения 2–5 градусов.

Главной особенностью локализации оруденения является отчетливая стратиграфическая приуроченность рудных залежей к пачке буровато-серых микрослоистых глин верхнего олигоцена мощностью до 200 м, заключенной среди толщ зеленовато-серых алевролитов и глин, содержащих остатки водорослей и ходы илоедов (рис. 7.9). Оруденение локализовано в одном или нескольких горизонтах глин, залегающих согласно с общим напластованием толщ (рис. 7.10 А).

Расстояние между рудоносными горизонтами изменяется от первых до десятков метров. Вторая специфическая черта рассматриваемого месторождения – связь оруденения с породами определенного литологического состава, представленными тонкопереслаивающимися глинами, обогащенными органическим веществом, тонкорассеянным пиритом, включениями чешуи и костей рыб, углефицированными растительными остатками. Глины содержат примесь карбонатного и песчано-алевритового материала.

Третья особенность локализации рудоносных зон месторождений заключается в их приуроченности к конкретным палеогеографическим зонам древнего морского бассейна, а имен-

Система	Эпоха	Этап	Мощность	Колонка	Состав
Палеогеновая	Олигоцен	Верхний	120		Известняки, мергели, ракушечники, известковистые глины
		Средний	15		Буроватые глины с гипсом
		Нижний	120		Серые, зеленые алевролитистые тонко-слоистые глины с единичными рыбными останками
	Меловой	Верхний	12		Серые глины с остатками рыб
		Средний	90		Серые и зелено-серые глины с прослоями ракушечников и алевролита
		Нижний	150		Серые, зеленые и желтые глины с прослоями мергелей, остатками рыб и конкрециями сидерита
Меловой	Верхний	Средний	10		Серые, зеленые и коричневые глины и мергели с остатками рыб и другой фауны, в основании глауконитовые пески
		Нижний	90		Зелено-серые мергели с горизонтальными глауконитовыми песками в основании
Меловой	Верхний	Средний	100		Известняки с конкрециями кремней

Рис. 7.9. Стратиграфическая колонка пород месторождения Меловое.

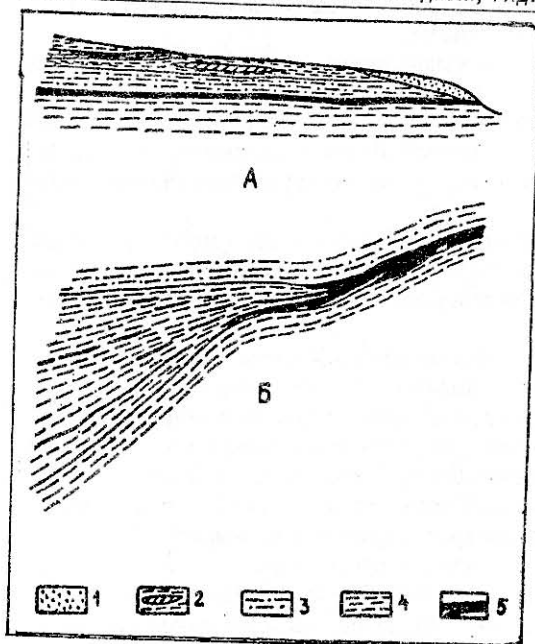


Рис. 7.10. Геологические разрезы месторождения Меловое (А) и отдельного рудного пласта на участке его ветвления и выклинивания. (Б) По В.И. Данчеву.

1 — четвертичные отложения, 2—4 — глины: 2 — известковые с прослоями мергелей, 3 — тонкослоистые серые алевролитовые, 4 — зеленовато-серые, 5 — рудная залежь.

Руды полосчатые, слоистые. Минеральный состав их однообразен: глинистые минералы (45–50%), сульфиды железа (10–30%), карбонаты (5–18%), фосфатные костные обломки (5–25%), песчаные частицы (1–25%), глауконит (0,1–10%), древесное органическое вещество (1–5%). Главные промышленные компоненты сосредоточены в фосфатных остатках рыб. Рыбные кости, сложенные фосфатом кальция, относящимся к группе карбонатфторапатита, содержат до 30% оксида фосфора, уран и редкие земли. Последние включают иттрий, лантан и практически все лантаноиды, а также скандий. Для них характерны высокие содержания лантаноидов, в сумме — 0,5–2,1%. Содержание урана в костном детрите изменяется от тысячных долей до первых процентов, составляя в среднем 0,07–0,35%. Во всех рудах отмечено повышенное содержание скандия в пределах 0,002–0,007%. Среди редких элементов в костном детрите резко преобладают Се, La, Y, Nd.

Промышленными рудами являются слои и линзы, содержащие более 10% костного детрита (обломков костей и чешуи рыб). Уран накапливается, прежде всего, во внешних частях обломков костей. Наиболее обогащены им мелкие обломки и особенно рыхлые и пористые разности. Это свидетельствует о концентрации урана в фосфатных остатках ископаемых рыб путем сорбции из омывавших их вод. Содержание костных остатков уменьшается по мере увеличения примеси песчаного материала.

Выделяют две группы полезных компонентов. Первую составляют уран, фосфор и редкие земли. Они связаны с костным детритом или органическим веществом и находятся в сорбированной форме. Коэффициент корреляции содержания урана с органическим веществом равен 0,93, а с P_2O_5 — 0,1. Эти элементы являются главными промышленными компонентами. Во вторую группу входят кобальт, никель, молибден и цинк, которые ассоциируют с сульфидными железами, главным образом, пиритом-мельниковитом

но к участкам прибрежной территории, отгороженной от основного бассейна склонами подводных поднятий, или к палеовпадинам со спокойными условиями осадконакопления в удалении от подводных течений. Изрезанный палеорельеф морского дна, видимо, был связан с палеоруслами краевой части дельты. Рудные залежи в плане имеют форму языков, вытянутых по направлению палестечений. Их обогащенные участки тяготеют к фронтальной части таких залежей.

Рудные пласты прослеживаются на первые километры, а иногда и более. В разрезе их строение более сложное: прослои темных рудоносных глин, насыщенные рыбными остатками и тонкодисперсным пиритом-мельниковитом, чередуются с прослоями светлых безрудных глин.

В центральной части пластов прдуктивных глин рудные прослои более мощные, обломки костей рыб крупные и плотные. К периферии мощность их уменьшается, и залежь расчленяется на отдельные более тонкие пласты (рис. 7.10 Б). Границы пластов в разрезе довольно четкие и определяются по изменению окраски от светлой до черно-бурой.

и образуют собственные минералы — сульфиды. Они относятся к группе второстепенных промышленных компонентов. Содержание элементов сульфидной группы не связано с распределением урана. Отмечается обратная зависимость содержания органического вещества и сульфидов. В целом распределение компонентов равномерное, руды бедные.

Рудные залежи заключены в непроницаемых глинистых породах, в связи с чем они изолированы от подземных вод. Вблизи поверхности руды окисляются, в них появляются гидроксиды и сульфаты железа, гипс и вторичные урановые минералы (отенит). Вследствие высокого содержания сульфидов и органического вещества, руды склонны к самовозгоранию. Невысокая твердость позволяет вести отработку рудных залежей роторными экскаваторами и применять для обогащения руд простой способ отмучивания. В последние годы для отработки бедных рудных залежей на флангах месторождений используются методы скважинной гидродобычи.

Происхождение оруденения связывают с осадочно-диагенетическим процессом преобразования морских осадков, обогащенных органическим веществом и фосфатным детритом рыб. В иловых водах палеобассейна существовала восстановительная сероводородная обстановка, благоприятная для осаждения сульфидов тяжелых металлов, сорбции урана и редких земель. Наиболее благоприятными для сорбции были фосфатные обломки костей рыб. Мелкие обломки костей много раз перекачивались по морскому дну и омывались большим количеством ураноносных иловых вод, вследствие чего оказались наиболее обогащенными ураном. Причин массовой гибели рыб и захоронений их остатков могло быть много: сероводородное заражение, резкое изменение состава вод за счет поступления ядовитых вулканических газов, резкие перепады температуры, изменение солевого режима воды за счет испарения и др.

Рудная провинция охватывает большие пространства в Закаспии и включает акватории Черного, Азовского и Каспийского морей. Все месторождения приурочены к Карагинскому поперечному поднятию в пределах кряжа Карпинского на северной краевой части Скифской плиты. В пределах Элистинского блока тоже выявлена группа месторождений подобного типа, образующих Ергенинский рудный район.

7.5. Природные высокоминерализованные воды с редкими металлами

Природные минерализованные воды содержат высокие концентрации многих редких элементов (в мг/л): лития — 600–1200, рубидия — 30–60 (в уникальных случаях до 950), цезия — 10–15, стронция — 8000–10 000. Есть геохимические предпосылки ожидать в них практически значимых концентраций и таких элементов, как рений, галлий, таллий, германий, кадмий, скандий, гафний.

Общая минерализация и химический состав природных минерализованных вод чрезвычайно разнообразны. Минерализация варьирует от нескольких граммов солей в литре до 500–600 г/л. Химический состав вод наиболее детально изучен Л. С. Балашовым (Солодов и др., 1968), который предложил их химическую (по существу, парагенетическую) классификацию.

В названии типов наряду с парагенезисом главных и редких элементов добавлены основные гидрогеологические условия их нахождения в природе.

Глубокозалегающие пластовые хлоридные воды в артезианских бассейнах. Они широко распространены на платформах и краевых прогибах. Их детальное изучение связано с развитием буровых работ на нефть, газ и структурно-картировочным бурением в закрытых платформенных областях.

Наиболее распространены среди подземных вод хлоридные кальциево-натриевые воды. Они образуются в морских осадках, отлагающихся в бассейнах с нормальной органической жизнью, т.е. это типичные седиментационные воды.

Возраст пород, а следовательно, и основной массы заключенных в них вод варьирует от четвертичного до нижнекембрийского, реже докембрийского. Глубина залегания вод исчисляется километрами, иногда сотнями метров, но чаще всего наибольший практический интерес представляют воды, залегающие на глубинах 2–5 км. Структур-

но они приурочиваются к артезианским бассейнам площадью до многих тысяч квадратных километров. Скважины на первых порах нередко фонтанируют с большим дебитом, достигающим многих тысяч кубометров в сутки. Однако в большинстве случаев добыча подземных вод должна производиться принудительным откачиванием и понижением гидродинамического уровня. Температура вод колеблется от 20 до 100 градусов Цельсия и больше, чаще всего 40–80 градусов Цельсия; pH варьирует от 4,5 до 7,5, плотность – 1,1–1,4 г/см³. Минерализация вод также широко изменяется – от нескольких десятков граммов в литре до 320 г/л, обычно 150–250 г/л.

Для Ca-Na класса вод показательное одновременное присутствие всех четырех редких элементов (в мг/кг): лития – 10–150 (обычно 30–80); рубидия – 0,5–5 (чаще 1–3); цезия обычно 0,2–0,5; стронция – 300–2000 (обычно 600–1500). Содержание лития в редкометаллоносных рассолах всегда на порядок выше содержания рубидия, а последнего тоже всегда на порядок больше цезия, что резко отличает пластовые воды от термальных.

Запасы редкометаллоносных пластовых хлоридных вод до сих пор нигде в мире не оценивались, но по аналогии с ресурсами, на которых базируются йодо-бромные воды, они, вероятно, могут достигать по отдельным структурам десятков и сотен миллионов и даже миллиардов кубометров, а следовательно, запасы лития в них могут исчисляться десятками тысяч тонн, рубидия – тысячами тонн, а стронция – даже сотнями тысяч тонн.

К настоящему времени глубокозалегающие пластовые воды практически нигде в мире в промышленных масштабах как сырье на редкие металлы не используются. А между тем только в США вместе с нефтью и газом ежегодно добывается свыше 1,5 млрд. т подземных высокоминерализованных вод (Collins A.G., 1965), в которых содержится минимум 30 тыс. т лития (даже если принять его среднее содержание всего 30 мг/л), до 500 тыс. т стронция, несколько тыс. т рубидия и многие сотни тонн цезия, а кроме того, громадные массы брома, бора, йода и солей калия, натрия, кальция, магния и др. Поскольку в СНГ добыча нефти значительно превосходит добычу в США, то попутно добываемое у нас количество подземных вод, можно полагать, значительно больше, чем в США.

В большинстве регионов мира возможна организация предварительного концентрирования этих добываемых рассолов с применением даровой солнечной энергии, тепла самих вод или путем вымораживания. Поэтому есть основания полагать, что подземные воды в будущем могут стать поистине неисчерпаемым резервом многих ценных полезных ископаемых.

Результаты концентрирования рубидия и цезия на клиноптилолите из природных вод показывают, что в многостадийном цикле сорбции – десорбции можно достичь 100% выделения этих элементов из вод, отделить весь присутствующий в воде натрий и большую часть калия.

Для извлечения лития из высокоминерализованных вод может быть применено ионное сито ИСМ-1 на основе двуокиси марганца. Использование ИСМ-1 позволяет за один цикл сорбции – десорбции сконцентрировать литий в 25–30 раз. Полученный раствор пригоден для выделения лития известными промышленными методами (например, упариванием с последующим осаждением его карбоната).

Первоочередным объектом для извлечения стронция в настоящее время являются сбросные воды йодо-бромных заводов. Особенно актуальной эта проблема стала в связи с охраной окружающей среды, так как концентрация в сточных водах большинства йодо-бромных заводов довольно значительна и составляет 250–500 мг/л при общей минерализации от 140 до 250 г/л. Извлечение стронция принципиально возможно на клиноптилолитовом сорбенте.

Редкометалльные гидротермальные хлоридные воды в областях современного и кайнозойского вулканизма.

По химическому составу это калиево-натриевые гидрокарбонатные воды, обогащенные редкими щелочными элементами.

Минерализованные воды этой формации распространены в районах повышенной современной вулканической активности: в Новой Зеландии, Японии, Эквадоре, США

(штаты Вайоминг, Невада, Калифорния), Исландии, Италии и др. Описываемые воды подробно изучались Г.А. Голевой (1977), Л.С. Балашовым и др. (1977) и некоторыми другими исследователями.

Воды всегда характеризуются самоизливом из естественных термальных источников, гейзеров, извержений фумарольного типа либо из скважин. Температура воды или перегретого пара обычно выше 100 градусов и нередко достигает 180–250 градусов Цельсия, в отдельных случаях до 500 градусов (Новая Зеландия). Иногда встречаются сравнительно слабо термальные воды с температурой от 67 до 99 градусов Цельсия, pH обычно изменяется от 4,5 до 8,7 (в среднем около 7). Воды и особенно пароводяные смеси часто извергаются из скважин под большим давлением, достигающим многих атмосфер (Исландия, Италия, Новая Зеландия). Редкометаллоносные воды этой формации всегда хлоридные, преобладают воды хлоридного калиево-натриевого класса.

Минерализация вод хлоридного калиево-натриевого класса варьирует от 1 до 75 г/л (в среднем 14 г/л). Для их химического состава характерны следующие содержания ионов (в мг/кг): натрий – 400–1300; калий – 50–180; кальций – 1–30; магний – 0,2–4; хлор – 700–3000; фтор – 1–6; бром – 1–7; йод – 0,1–0,8; сульфат ион – 20–200; HCO_3^- – 60–210; HBO_2 – 50–250; SiO_2 – 200–800. Наряду с этим в водах постоянно присутствуют (в мг/л): литий – 4,2–27 (в среднем около 12); рубидий – 0,5–9,4 (в среднем 2,9); цезий – 0,4–3,8 (в среднем 1,25); бор 12–111 (в среднем 42) (Balashov L.S., 1975). По отношению к сухому остатку содержание редких щелочных металлов, особенно цезия и рубидия, в этих водах характеризуется наивысшими значениями из всех природных минерализованных вод. Это единственный класс (наряду с хлоридным калиево-натриевым), в котором содержание цезия иногда даже в 1,5–2 раза преобладает над рубидием, при среднем отношении рубидия к цезию, по Л.С. Балашову, равном около 2.

По отношению к литию этот класс также сильно обогащен рубидием и особенно цезием. Среднее отношение лития к рубидию составляет около 4, а лития к цезию – около 10, что во много раз меньше, чем, например, в пластовых хлоридных рассолах, и целиком обязано относительному накоплению рубидия и цезия в описываемых водах.

Наоборот, для хлоридных калиево-натриевых вод совершенно не характерны стронций и барий. Их содержания обычно составляют здесь соответственно меньше 1 мг/л и меньше 0,1 мг/л, либо они вообще не обнаруживаются анализом.

В рудах, отлагаемых горячими источниками новой Зеландии, зафиксировано золото и серебро (в количествах, сопоставимых с богатыми месторождениями этих драгоценных металлов), а в отложениях фумарол – до 1% Cu и Pb, 0,3% H_3BO_4 , 0,3% As и Zn, 0,5% Sn. В водах Японии дополнительно установлены германий – 0,002–0,17 мг/л, галлий – 0,11–72 мг/л, селен – менее 0,005 мг/л, а в подземном паре в Исландии обнаружено высокое содержание тяжелой воды, а в парах вулкана Кудрявый (Курилы) – Re (в промышленных содержаниях).

Специфика химического состава вод хлоридного калиево-натриевого класса и их отчетливая пространственная связь с районами современного вулканизма однозначно свидетельствуют о ювенильном генезисе как самих вод, так и содержащихся в них редких и других металлов. Это доказывает и довольно большое постоянство натролитиевого и других отношений в водах данного типа из разных источников.

Запасы геотермальных вод в некоторых районах мира огромны. Дебит отдельных скважин и естественных источников исчисляется сотнями кубометров в час. Использование природных минерализованных вод для бальнеологических целей осуществлялось человеком с доисторических времен. Геотермальные воды являются одним из наиболее древних промышленных типов вод. Их использование в значительных масштабах как источника бора началось в Италии еще в XVIII веке. Геотермальные воды могут быть использованы и уже используются как источник энергии, что особенно практикуется в Исландии, Италии, Японии.

Наряду с использованием геотермической энергии геотермальные воды служат источником ряда малых и редких элементов. В Италии они являются давним источником бора. В 60–70-е годы из парогидротерм Тосканы добывалось до 15 тыс. т в год

различного химического сырья, в том числе 4,4 тыс. т борной кислоты, 4–5 тыс. т буры, 620 т хлористого аммония и много других аммиачных и углекислых продуктов (Коган Б. И., Названова В. А., 1974).

Ведутся исследования по извлечению из геотермальных вод редких щелочных металлов. Извлечение их не представляет больших затруднений ввиду невысокой минерализации вод и возможности благодаря этому использовать методы селективной экстракции рубидия и цезия. Технология извлечения редких элементов из этих вод в целом близка к водам следующего типа.

Углекислые хлоридно-гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридные кальциево-натриевые воды с редкими щелочными металлами в альпийских горно-складчатых областях.

Этот тип редкометаллоносных вод близок по минерализации, набору и концентрации редких элементов к водам предыдущего типа. Их химическая нагрузка обязана своим возникновением в основном магматической активности молодого, но не современного, а кайнозойского возраста.

Углекислые редкометаллоносные воды главным образом распространены в областях альпийской складчатости: в Альпах, Динарах, на Карпатах и др. Самыми распространенными (среди углекислых вод вообще) являются воды $\text{Cl-HCO}_3\text{-Ca-Na}$ состава. Эти воды представляют основной интерес в отношении редких элементов. Содержание лития в них достигает 20, редко 30 мг/л, рубидия – 2–3, цезия – 3, бора – до 200 мг/л.

Поиски, разведка и промышленная оценка месторождений природных вод в большинстве случаев во много раз дешевле аналогичных по размерам месторождений твердых полезных ископаемых. Нередко месторождения подземных вод открываются и изучаются попутно при поисково-разведочном бурении на нефть, газ и другие полезные ископаемые, при проходке картировочных и структурных скважин.

Ресурсы вод часто восстанавливаются автоматически, и эксплуатация их месторождений нередко может быть организована на любой срок без видимого истощения запасов полезных компонентов.

На первых порах непосредственный практический интерес могут составить, прежде всего, те минерализованные воды, на добычу которых не требуется никаких дополнительных затрат. К числу таких относятся: 1) воды, залегающие на поверхности – рапа озер, лиманов, усыхающих морских заливов и др.; 2) воды иодо-бромных заводов, содержащие после извлечения иода и брома стронций, бор, литий, а также другие щелочные и щелочноземельные металлы; 3) воды, попутно получаемые при добыче нефти, и вновь закачиваемые для поддержания внутрипластового давления, или воды, сбрасываемые в специальные отстойники-соры, где часто происходит их дополнительная упарка; 4) воды геотермальных источников, могущих служить генератором тепловой энергии и сырьем для получения редких щелочных элементов; 5) воды минеральных источников, используемые в бальнеологических целях; 6) воды самоизливающихся скважин в структурах, отработанных на нефть.

Литиеносная межзерновая карбонатно-хлоридная натриевая рапа в соляных отложениях.

Межзерновая рапа соляных отложений – первый тип вод, получивший промышленное значение как источник редких элементов, в частности лития. Представители этого типа месторождений природных минерализованных вод известны в США (Калифорния, Юта, Техас), КНР (Цайдамская впадина), Турции, Иране, Афганистане, Индии, Мексике, Чили и др.

Наиболее крупным и хорошо изученным месторождением данного типа является сухое соляное озеро Серлиз, расположенное в штате Калифорния (США).

Соляная толща обладает высокой пористостью, составляющей 25–50%. Поры заполнены концентрированным рассолом-рапой, общая минерализация которой превышает 450 г/л, плотность ее 1,3 г/см³, pH 9,4.

Из редких элементов, по данным различных авторов рапа содержит от 96 до 115 мг/л лития в верхнем пласте и всего около 40 мг/л — в нижнем. Кроме того, в ней обнаружено около 1 мг/л рубидия.

Химический состав рапы оз. Серлз существенно отличается от состава обычных рассолов солеродных бассейнов в пустынных районах явно повышенными содержаниями K, Li, B, W, Mo, Sb, As.

Описываемое месторождение разрабатывалось более полувека. Химический завод в г. Трона производил из рапы соду, сульфаты натрия и калия, хлорид кальция, бром, бромиды щелочных металлов, буру, борную кислоту, пироборат натрия, фосфорную кислоту, карбонат и сульфат лития на общую сумму 0,5 млрд. долларов в год.

Неглубокопогребенная межзерновая хлоридная натриевая рапа с литием в терригенных отложениях.

Этот тип природных высокоминерализованных вод представлен одним из самых крупных из всех известных на сегодня в мире месторождением лития — Сильвер-Пик. Оно расположено в штате Невада (США) в бессточной долине Клайтон в 200 км к северу от оз. Серлз. Долина площадью 1,5 тыс. км² выполнена рыхлыми терригенными отложениями — галечниками, песками и суглинками, перекрытыми на поверхности тонким и плотным слоем практически водонепроницаемых глин. Центральная часть долины представляет собой дно высохшего послеледникового озера. Мощность рыхлых отложений — 100–220 м. Рыхлые отложения являются коллектором рапы хлоридного натриевого состава, представляющей собой уникальное комплексное химическое сырье.

Общая минерализация рапы — свыше 450 г/л, плотность её — 1,3 г/см³, pH — 9,4. Рапа содержит (в г/кг): Na — 62; K — 8; Ca — 0,5; Mg — 0,4; Li — 0,4; Cl — 100,6; сульфат-ион 7,1.

Суммарные запасы солей, захороненных в рапе Сильвер-Пик, составляют несколько миллиардов тонн. Запасы окиси лития Горным бюро США оцениваются в 7,4 млн. т при среднем содержании её свыше 0,08%. До последнего времени из месторождения добывали только один литий. Добыча началась в 1966 г. и на начало 70-х годов достигла 8 тыс. тонн карбоната лития (Коган Б. И., Названова В. А., 1974). Ведутся работы по организации промышленной добычи сильвинита, а также производства соды и окиси магния. Схема извлечения лития рассчитана на использование солнечной энергии.

Показательно, что месторождение Сильвер-Пик в США и Салар Атакама в Чили расположены в районе молодой вулканической активности.

Хлоридная натриево-магниевая рапа соленых озер с литием и рубидием.

Наиболее крупным поверхностным месторождением этого типа природных минерализованных вод является Мертвое море, расположенное на границе между Израилем и Иорданией. Море приурочено к участку грабенообразного опускания, отходящего от Красного моря и простирающегося от залива Акаба до Ливана. Этот грабен вместе с Красным морем образует современную рифтовую зону в области проявления молодого магматизма.

Общие запасы солей в Мертвом море исчисляются в 50 млрд. т, из них (в млрд. т): MgCl₂ — 22; NaCl — 12; CaCl₂ — 12; KCl — 2; MgBr₂ — 1. Кроме того, содержится 17,5 млн. т хлорида лития, или 6 млн. т в пересчете на окись лития и около 10 млн. т рубидия. Запасы солей постоянно пополняются за счет р. Иордан и минеральных источников.

Сульфатно-хлоридная магниевое-натриевая рапа соленых озер с литием.

Представителем этого типа наиболее крупных и богатых (по содержанию лития) резервуаров природных минерализованных вод является Большое соленое озеро в штате Юта (США) площадью около 2,0 тыс. км² на 1968 г., за 100 лет оно сократилось в 2,5 раза. Глубина озера 8–15 м, но большей частью незначительна.

Запасы солей в поверхностной рапе определяются (в млрд. т): NaCl — 3,2; MgCl₂ — 0,63; Na₂SO₄ — 0,45–54; солей калия — 0,1–0,18. Запасы LiCl — 4 млн. т, что в пересчете на окись лития составляет около 1,3 млн. т.

Рапа озера в течение почти 100 лет использовалась лишь как источник добычи поваренной соли. И лишь в последние годы ведутся исследовательские работы и полу-

промышленные опыты по организации извлечения из нее хлорида магния, металлического магния, жидкого хлора, гипса, солей калия и лития.

Литиеносные салары известны в Центральных Андах на западном побережье Южной Америки. В этом обширном регионе общей площадью свыше 1 млн. км² выявлено более 75 саларов размером от 1 км² до нескольких тысяч квадратных км, из которых наиболее крупными являются Салар-де-Уюни (Боливия) и Салар-де-Атакама (Чили).

Месторождения литиеносных саларов связаны с галогенными отложениями соленых бассейнов плейстоценового возраста. Они расположены в высокогорных бассейнах типа грабен в третичных и молодых вулканических поясах. Салары представляют собой закрытые депрессионные структуры и встречаются внутри пустынных поясов с крайне аридным климатом и интенсивным испарением, создающим условия для обогащения рапы литием и другими компонентами. Как правило, южноамериканские салары состоят из отложений соли, переслаивающихся с песками и глинами. Соляные слои обычно пористые, особенно у поверхности; поры заполнены крепким рассолом – рапой.

Салар-де-Атакама. Салар находится в северной части Чили в 800 км севернее Сантьяго и в 200 км восточнее порта Антофагаста. Площадь его составляет 3000 км², высота над уровнем моря – около 2300 м. С востока салар ограничен восточной ветвью Кордильер, а на западе – Кордильерой Домейко и пустыней Атакама. Соляное ядро состоит почти исключительно из галитовой фации сульфатов и карбонатов. Слой галита имеет мощность около 350 м в ядре и 50 м – по краям бассейна.

Общие запасы лития в Салар-де-Атакама оцениваются в 4,5 млн. т, подтвержденные – 1,67 млн. т. Салар отличается исключительно высокой концентрацией лития в рапе (0,14%), что примерно в 6 раз превосходит его среднее содержание в рассолах Салара-де-Уюни в Боливии и погребенной рапе месторождения Силвер-Пик в США.

Кроме лития, в рапе определены в (%): К – 1,87; Na – 6,92; Mg – 0,91; В – 0,04. Установлены также небольшие, но потенциально извлекаемые количества рубидия и цезия.

Благодаря засушливому климату район салара представляет собой высокоэффективный природный испаритель, выпадение осадков не превышает 25 мм в год при средней скорости испарения 300 мм в год.

Производство карбоната лития из салара (в расчете на металл) составило (в т): в 1984 г. – 398; 1985 г. – 851; в 1987 г. – 907. Вся продукция поступает на экспорт преимущественно в США, Японию и ФРГ. Наряду с литием получают попутно 150 тыс. т в год калиевых солей для производства удобрений.

Для извлечения лития из рассолов используется традиционная технология постадийного солнечного упаривания.

Салар-де-Уюни. В Боливии повышенные концентрации лития установлены в юго-западной части страны в ряде саларов, из которых Салар-де-Уюни – крупнейшее в мире месторождение литиевой рапы. Салары представляют собой остатки ранее существовавшего огромного озера Минчин.

Салар-де-Уюни, расположенный в Андах на высоте 3653 м в 150 км севернее чилийской границы, занимает площадь 9000 км², протягивается на 100–120 км. Запасы лития в Саларе-де-Уюни оцениваются в 5,5 млн. т.

Средние содержания отдельных компонентов следующие (в%): Li – 0,025; К – 0,62; Na – 9,1; Mg – 0,54. Отношение Mg/Li составляет 21,5 (1,5 – в Силвер-Пик, 6,6 – в Салар-де-Атакама). В пределах салара выявлена зона площадью 30 км² с необычайно высокой концентрацией лития (от 0,09 до 0,4%). Максимальные содержания Mg (6%), К (3%), В (0,4%) приурочены к самым поверхностным слоям соляной коры.

В целом, Салар-де-Уюни превосходит Салар-де-Атакама по запасам лития, но значительно уступает ему по среднему содержанию лития в рапе и степени испарения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Все рассмотренные виды минерального сырья относятся к категории важнейших. Области их применения весьма разнообразны. Они во многом определяют уровень развития государств.

Возможность эффективного освоения месторождений данных видов сырья определяется комплексом геологических показателей, прежде всего количеством и качеством запасов, а также технологическими, горно-техническими, экономико-географическими факторами.

Особое внимание в работе уделяется оценке возможностей комплексного извлечения из руд основных и сопутствующих компонентов, расходов на их получение и влияния на себестоимость готовой продукции.

Приведены материалы, характеризующие эти показатели для основных месторождений и сырьевой базы описываемых видов сырья в целом.

Месторождения рассмотрены по их совместному положению в основных структурных элементах Земли с учетом геотектонической позиции, масштабов, закономерностей локализации, что позволяет выявить наличие определенных взаимосвязей концентрирующихся в них элементов во времени и пространстве.

Впервые вместе описаны месторождения геохимически весьма разных полезных ископаемых. Выявлены обстановки их совместной или пространственно сближенной локализации на основе установленных условий общей миграции и осаждения. Для крупных золотоурановых месторождений определены важная роль долгоживущих "сквозных" глубинных разломов, длительное время циркуляции и эволюции рудоносных растворов, с которыми связано их образование.

Многие типы месторождений описаны с учетом данных многолетних исследований, проведенных авторами. Это касается урановых месторождений Чешского и Кокчетавского (Казахстан) срединных массивов; золоторудных и золотоурановых месторождений России, Украины, Узбекистана; редкометальных месторождений пегматитового типа; месторождений ниобия, тантала, лития, цезия, редкометальных гранитов, россыпей и природных высокоминерализованных вод.

По ряду металлов приведены обобщающие данные по важнейшим месторождениям России с их ранжировкой по масштабам, выделением отработанной и остающейся части запасов, характеристикой минерального состава, комплексности и технологических показателей руд.

Описание крупных и уникальных по запасам и качеству руд месторождений урана, золота и редких металлов мира, аналоги которых не известны в России, приведено по опубликованным литературным данным. При этом обращено внимание на выделение геологических предпосылок их поисков с учетом возможности выявления подобных месторождений на территории России.

Особое внимание уделено оценке возможности экономически целесообразного освоения крупных по запасам месторождений с относительно низким содержанием основного ценного элемента за счет комплексного извлечения сопутствующих компонентов.

Работа направлена на обоснование необходимости дальнейшего изучения таких месторождений и комплексного подхода к их оценке.

С этой целью описаны основные промышленные и перспективные типы месторождений благородных, радиоактивных и редких металлов, оценена их промышленная значимость. Охарактеризованы месторождения основных геотектонических элементов Земли — фундамента древних платформ, геосинклинальных складчатых по-

ясов, областей тектономагматической активизации, чехла древних и молодых платформ.

В работе описано более 60 крупнейших месторождений, их рудных полей и районов, в том числе более 40 основных месторождений России и стран СНГ.

По благородным металлам анализ развития сырьевой базы, добычи и спроса показал четко выраженную тенденцию к возрастанию потребности в них во всех странах.

Обеспеченность добычи золота сырьевыми ресурсами в основных золотодобывающих странах составляет от 10–15 лет (Австралия, США, Бразилия) до 30–40 лет (Узбекистан, ЮАР, Папуа-Н. Гвинея).

В России обеспеченность выявленными запасами золота даже при увеличении его добычи составляет несколько десятилетий.

В таблицах обобщены данные по описанным 18 крупнейшим золоторудным (более 100 тонн) и золотосеребряным месторождениям России. Приведены оценка количества добытого из них золота, остающихся в недрах запасов, качественных показателей руд, комплексности оруденения и его технологические характеристики.

В отличие от других стран наибольшее количество известных крупнейших месторождений золота России приурочено к миогеосинклинальным складчатым областям. Все они относятся к морфологическому типу прожилково-вкрапленных руд. Общие запасы золота в них оцениваются в 2600 т, из которых пока отработано лишь 6%. Руды трех месторождений – Сухой Лог, Наталкинское и Советское, со свободным золотом, рядовые по содержанию золота (2,8–5 г/т) относятся к хорошо обогащаемому типу. Четыре месторождения этой группы, практически еще не отработанные, характеризуются более богатыми (5–12 г/т), но упорными мышьяковистыми труднообогатимыми рудами с преимущественно тонкодисперсным “сульфидным” золотом (Нежданинское, Майское, Ключус и Олимпиада).

Пять месторождений размещаются в областях мезозойской тектономагматической активизации. Из них четыре являются собственно золоторудными и в большей своей части уже отработаны. Руды в них хорошо обогащаемые и характеризуются как низкими содержаниями золота (Балей, Куранах – 2,5–3 г/т), так и более высокими (Дарасун, Лебединское по 15 г/т). К этой группе относятся и комплексные золотоурановые месторождения Эльконского горста (Центральный Алдан), в частности – уникальная по масштабам зона Южная с непрерывной протяженностью оруденения 20 км, уран-серебро-золоторудная зона Федоровская и др. Они являются крупнейшим разведанным резервным источником урана в России. Зона Южная содержит более 300 тыс. тонн урана, около 300 тонн золота и 5,5 тыс. тонн серебра. Четыре месторождения описываемой группы залегают в пределах молодых вулканоплутонических поясов. Из них три – Многовершинное, Аметистовое и Кубака – являются золоторудными. Практически все их запасы еще не отработаны. Руды их хорошо обогащаемые. Четвертое – существенно серебряное месторождение Дукал, содержит 16 000 тонн серебра со средним содержанием около 500 г/т и 30 тонн золота (1 г/т).

Последние два месторождения выделенной группы – старейшее в России Березовское и относительно новое – Зун-Холба, залегают в эвгеосинклинальных складчатых областях. Руды их достаточно обогащаемые, на Зун-Холбе – комплексные (Au, Ag, Pb, Zn). Общие запасы золота в этой группе 18 крупнейших месторождений России оценены около 5000 т. Из них отработано лишь 26%.

Мировая цена золота после относительной стабильности 1990–1994 гг. и некоторого роста до 13,3 долл./г, в 1996 г. начала резко опускаться, достигнув в июне 1999 г. 8,1 долл./г.

Годовой объем добычи золота после роста в 80-х годах с 1400 до 2100 т с 1993 г. относительно стабилизировался на уровне порядка 2200 т.

Добыча золота в России в 1998 г. снизилась до 105 тонн, а в 1999 г. возросла до 125 тонн. Увеличение добычи золота в России связывается с высокоэффективным освоением новых месторождений, таких как Олимпиадинское в Красноярском крае. Перспективным является и месторождение Кубака в Магаданской области.

Можно также ожидать значительного роста добычи золота из россыпей, чему должны способствовать разрабатываемые новые экономические стимулы деятельности старательских артелей. Проявляется положительная тенденция начала широкого применения в России получения золота из забалансовых отвалов, хвостов золотоизвлекательных фабрик, а также из некоторых благоприятных для этого метода новых месторождений по высокоэффективной технологии кучного выщелачивания. На эту технологию переходит и ряд старательских артелей, ранее работавших на россыпях.

Быстрого освоения заслуживают и экономически перспективные комплексные месторождения, как, например, описанное нами уран-серебро-золоторудное месторождение Федоровское в Центрально-Алданском районе, находящееся близ новой железнодорожной линии Алдан – Нерюнгри рядом с недавно закрытой Лебединской золотоизвлекательной фабрикой. На более дальнюю перспективу направлены начатые работы по освоению новых крупных месторождений со сложными технологическими характеристиками руд (Нежданское в Якутии, Майское на Чукотке и др.), а также крупнейших месторождений с относительно бедными рудами (Сухой Лог в Иркутской области и др.).

Производство серебра и его цена на мировом рынке практически не изменяются с 1994 г. Ежегодный объем производства серебра составляет 18 тыс. т при цене около 0,16 долл./г, а потребление – 23,2 тыс. т. Компенсация этого дефицита много лет проводится за счет складских запасов и значительного поступления в оборот от населения изделий из серебра. Но такое явление, конечно, не может долго продолжаться.

Основная добыча серебра как в мире, так и в России осуществляется не из собственно серебряных и золотосеребряных, а из серебросодержащих месторождений цветных металлов – меди, свинца, цинка, олова и др. Общее производство серебра в России оценивается в 400–450 т, что намного меньше требующегося его количества. Единственным собственно серебряным месторождением, обрабатываемым в России, является Дукат. И это крупнейшее месторождение пока обрабатывается с небольшим объемом переработки руды.

Платина и металлы платиновой группы (МПГ) играют важную и быстро возрастающую роль благодаря, прежде всего, использованию в качестве катализаторов и поглотителей вредных газов. Их потребление особенно резко возросло в период 1980–1985 гг.: Pt – в 3,5 раза; Rh – в 4 раза; Ru – почти в 9 раз. Для этих металлов характерным является резкая концентрация сырьевой базы и основного объема их добычи всего в двух странах – в ЮАР и России. Уникальные запасы и добычу МПГ обеспечивают магматические месторождения Бушвельдского массива ЮАР и ликвационно-магматические комплексные сульфидные платиноидно-медно-никелевые месторождения Норильского района в России. В месторождениях ЮАР сконцентрировано 86% мировых запасов МПГ, в том числе 89% платины, из которых в 1995 г. было добыто 63% МПГ и в том числе 78% платины. В России учтенная доля запасов МПГ составляет не менее 10% мировых, в том числе платины – 8%, а производство – 26% мирового, в том числе платины – 16%, а производство более редких платиноидов, прежде всего Pd, Rh, – более 60% мирового.

В последние годы произошло неоднократное резкое удорожание МПГ, особенно Pd, Rh и Ir. В начале 2000 г. цена Pd достигла 20–26,5 долл./г, а Pt – 15,4–16,8 долл./г.

На колебание мировых цен на МПГ, особенно Pd и Rh, резко влияют их крупные продажи основным поставщиком этих металлов – Россией. Сырьевая база МПГ России достаточно хорошо обеспечена выявленными запасами как основного сейчас Норильского района добычи комплексных руд, так и подготовленными запасами месторождений платинометаллового и других типов.

В настоящее время и в ближайшем будущем значительный прирост добычи МПГ в России может обеспечиваться эффективной отработкой новых крупных весьма богатых россыпей, прежде всего – на Камчатке.

Уран – основной элемент радиоактивной группы. Он резко отличается от благородных и других металлов по своим геохимическим свойствам, по истории промышленного освоения. Области его использования привлекают последние десятилетия внимание всего человечества.

Это, прежде всего, широкое и пока безальтернативное применение урана в качестве топлива атомных электростанций. АЭС стали важным, а в ряде стран основным источником вырабатываемой электроэнергии. Наибольшая доля электроэнергии, получаемой на АЭС, по отношению ко всей потребляемой электроэнергии: во Франции – 70%, в Бельгии – 68%, Швеции – 50%. Разработка урановых месторождений ведется в настоящее время во многих странах, но основными производителями урана являются Канада, Австралия, Нигер, Россия, Намибия, Узбекистан, Казахстан.

Однако, как и в группе благородных металлов, в мировой урановой промышленности сохраняется дефицит между спросом и производством урана. Потребности АЭС обеспечиваются производством лишь на 60%, а дефицит покрывается в основном складскими запасами.

После максимального спада производства урана в последние годы наметился некоторый рост. В 1998 году мировое производство урана составило 35 500 т. Около 90% от мирового производства сосредоточено в упомянутых выше странах.

Цены, после повышения в 1996 году до 42 долл./кг по регулируемым контрактам и 37 долл./кг по нерегулируемым, в 1997 году снизились соответственно до 27 и 24 долл./кг. Прогнозируется, что до 2010 года они не превысят 52 долл./кг.

По прогнозу МАГАТЭ и Лондонского Уранового института, потребности в уране будут неуклонно возрастать. Если в 1997 г. они составили 61 500 т, то к 2010 г. достигнут 75 000 т.

Считается, что в мире достаточно разведанных запасов для обеспечения потребности атомных станций до 2010 г. По состоянию на 01.01.97. разведанные запасы стоимостью до 80 долл./кг составляют 2 340 000 т. Они сосредоточены главным образом в Австралии, Канаде, Казахстане, Намибии, ЮАР.

В России ситуация в уранодобывающей промышленности оценивается как довольно сложная.

Уран по-прежнему производится только на Приаргунском производственном горно-химическом объединении (ПГХО) в Читинской области. Здесь на площади 150 км² в пределах вулканоплутонической кальдеры сосредоточено 19 урановых месторождений Стрельцовой группы. В последние пять лет годовое производство урана на предприятии составляет около 2500 тонн.

Поставки урана на отечественные АЭС и по договорам в страны СНГ и Восточной Европы обеспечиваются во многом за счет складских запасов, которые уже ограничены. Поэтому расширение сырьевой базы урана России становится все более актуальной задачей. Увеличение производства природного урана в России в первую очередь, связывается с созданием трех новых предприятий по добыче урана методом скважинного подземного выщелачивания на подготовленных месторождениях песчаникового типа. Эти месторождения располагаются в пределах Зауральского (Долматовское, Хохловское), Западно-Сибирского (Малиновское) и Витимского (Хиагда) районов. Они относятся к палеодолинному типу со сложной морфологией рудных залежей.

В качестве перспективного в работе подробно рассмотрены месторождения Алданского рудного района с крупными запасами комплексных золотоурановых руд. Их отработка может оказаться рентабельной при комплексном извлечении урана, золота и серебра, и применении новых приборов радиометрического обогащения руд.

В последнее десятилетие неуклонно увеличивается роль подземного выщелачивания урана через скважины (ПВ), достигшего 14% от общего производства в 1998 г.

В развитии производства урана в будущем отчетливо проглядываются следующие тенденции.

1. Значительный рост производства до 2015 г. возможен только за счет Канады и Австралии (до 25 000т) и существенный – за счет стран СНГ (Россия, Узбекистан, Ка-

захстан), Китая, США и Бразилии (рост в сумме не более чем на 10 000 т, главным образом за счет подземного выщелачивания).

2. В 2000 г. закрываются все мелкие производители с суммарным производством около 2000 т (Франция, Германия, Испания, Португалия, Венгрия, Румыния, Габон, Заир, Аргентина), включая попутное извлечение урана из фосфоритов (США, Бельгия).

3. К 2015 г. возрастет роль высокорентабельных богатых и комплексных (Cu, Au, U) месторождений и месторождений, обрабатываемых методом ПВ.

Редкие элементы объединяют 35 из 104 элементов периодической системы Д.И. Менделеева. Все редкие элементы открыты сравнительно недавно, а использование их в промышленности в широких масштабах началось только 20–40 лет назад. Их применение во многом способствовало внедрению новых технологий в различных областях науки, техники и сельского хозяйства. Незначительные добавки редких элементов способствовали получению новых сплавов с уникальными свойствами: сверхмагнитных, легких, твердых, жаростойких, высокопрочных. Сейчас насчитываются многие тысячи областей эффективного использования редких металлов как в военной, так и гражданских областях промышленности. Промышленно-экономический уровень производства в развитых государствах наряду с другими факторами во многом определяется широким использованием в промышленности редких металлов. С 1960 по 1985 год потребление в ведущих развитых странах Западной Европы, Японии и США таких элементов, как ниобий, цирконий, иттрий, лантаноиды, литий, и галлий, возросло в 10–25 раз.

Россия в настоящее время существенно отстает в этой области от наиболее развитых стран. Остановлена либо резко снижена добыча редких металлов на основных российских горнодобывающих предприятиях: на Уральских изумрудных копях – бериллия; на Орловском комбинате (в Забайкалье) – тантала; на Ловозерском (Кольский полуостров) – ниобия, тантала, цериевых лантаноидов; на Забайкальском – лития; на Уральском Вишневогорском – ниобия. Вместе с этим Россия имеет самые крупные в мире месторождения лития, цезия, иттрия, иттриевых и цериевых лантаноидов, циркония, тантала и ниобия. Одним из первоочередных объектов для повышения добычи тантала, ниобия, цериевых лантаноидов может быть Ловозерское месторождение лопарита и эвдиалита. Описанию его геологического строения в работе уделено особое внимание. Основным поставщиком бериллия может быть Ермаковское месторождение с самыми богатыми рудами бериллия (1,2% BeO).

Рентабельное освоение редкометалльных, урановых месторождений и благороднометалльных месторождений во многом может быть обеспечено за счет комплексного извлечения из руд всех основных и сопутствующих компонентов.

В данной работе этой проблеме уделяется особое внимание при описании месторождений руд редких, радиоактивных и благородных металлов.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

- Беневольский Б.И. Золото России. — М.: Геоинформмарк, 1995.
- Беус А.А. Геохимия литосферы. М.: Недра, 1981.
- Бойцов В.Е. Геология месторождений урана. — М.: Недра, 1989.
- Бойцов В.Е., Иванов П.А. Новый тип уран-золото-редкометального оруденения на месторождении Мурунтау // Конф. "Урановая геология и урановорудная база Республики Узбекистан". — Ташкент, 1996.
- Бойцов В.Е., Иванов П.А., Минькин И.М. Соотношение двух типов золотого оруденения на месторождении Мурунтау. Геологические и минералогические критерии крупных и уникальных месторождений. — С.-Пб., 1994.
- Бойцов В.Е., Пилипенко Г.Н. Золото и уран в мезозойских гидротермальных месторождениях Центрального Алдана (Россия) // Геология рудных месторождений. . — М.: РАН, 1998, т. 40. — № 4.
- Велихов Е.П. Редкие металлы в прогрессивных технологиях XXI века. — М.: Изд. ВИМС, 1999.
- Власов К.А. Основные генетические типы редкометальных месторождений и факторы их образования // Изв. АН СССР, 1957. — № 22. — Сер. геол.
- Волков А.В. Золото-серебряное оруденение в терригенных толщах // Изв. ВУЗов, Геология и разведка, 1981. — № 8.
- Вольфсон Ф.И., и др. Гидротермальные месторождения урана. — М.: Недра, 1978.
- Высоцкий Н.К. Платина и районы ее добычи. — Петроград, 1923, 1925.
- Геологические особенности и ураноносность формаций черных сланцев / Отв. ред. Н.А. Солодов. — М.: Наука, 1981.
- Гинзбург А.И. Генетические типы месторождений редких элементов. Разведка и охрана недр, 1957. — № 6.
- Додин Д.А., Оганесян Л.В. и др. Минерально-сырьевой потенциал платиновых металлов России на пороге XXI века. — М.: Геоинформмарк, 1998.
- Додин Д.А., Чернышев Н.М. и др. Платинометальные месторождения мира. — М.: Геоинформмарк, 1994.
- Дюжиков О.А., Дистлер В.В. и др. Геология и рудоносность Норильского района. — М.: Наука, 1998.
- Еременко Г.К., Наумов Б.Н., Бесых Н.А. и др. Минералогические особенности и условия литиевых пегматитов Кировоградского блока (Украинский щит) // Минералогический журнал. — Киев, 1996. Т. 18. № 1.
- Захаров Е.Е., Новиков В.П., Пилипенко Г.Н. О золотоносности мезозойских метасоматитов в кристаллическом фундаменте Центрально-Алданского района // Геология рудных месторождений, 1969. — № 2.
- Казанский В. И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. — М.: Недра, 1972.
- Казанский В. И., Лаверов Н.П. Месторождения урана // "Рудные месторождения СССР". Т. 2. — М.: Недра, 1972.
- Казанский В. И., Лаверов Н.П. Гидротермальные торий-урановые и титан-урановые месторождения. — М., 1985.
- Казанский В. И., Лаверов Н.П., Тугаринов А.И. Эволюция уранового рудообразования. — М.: Атомиздат, 1978.

- Казанский В. И., Омеляненко В. И. О мезозойских гидротермальных изменениях архейских пород в Центрально-Алданском районе // Геология рудных месторождений, 1967. — № 1.
- Казаринов А. И. К вопросу о генезисе золоторудных месторождений Куранахского типа // Золоторудные формации Дальнего Востока. — М.: Наука, 1969.
- Коваленкер В. А., Мызников И. К., Кочетков А. Я., Наумов В. В. Платиноносное золото-сульфидное оруденение Рябинового щелочного массива // Геология рудных месторождений, 1996. — № 4.
- Константинов М. М., Аристов В. В. и др. Условия формирования и основы прогноза крупных золоторудных месторождений. — М.: ЦНИГРИ, 1998.
- Королев К. Г., Белов В. К., Путилов Г. С. Месторождения фосфорно-урановой метасоматической рудной формации. — М.: Энергоатомиздат, 1983.
- Коноплев А. Д., Толстов Н. В., и др. Особенности локализации редкометалльного оруденения на месторождении Томтор // Редкометалльно-урановое рудообразование в осадочных породах. — М.: Наука, 1995.
- Кочетков А. Я., Игумнова А. С., Ким А. А. Формационные и минеральные типы мезозойского оруденения Центрального Алдана // Геология и геохимия рудоносных формаций зоны БАМ. — Якутск, 1986.
- Кочетков А. Я. Молибден-медно-порфировое месторождение Рябиновое // Отечественная геология, 1993. — № 7.
- Кривцов А. И. и др. Экзогенная золотоносность и платиноносность Российской Федерации. — М.: ЦНИГРИ, 1997.
- Кротков В. В., Ветров В. И., Наумов С. С. и др. Минерально-сырьевая база и производство урана в Российской Федерации // Минерально-сырьевые ресурсы России, 1998.
- Крупенников В. А. Урановые (браннеритовые) месторождения в разломах фундамента эппархейских кратонов. Гидротермальные месторождения урана. — М.: Наука, 1978.
- Лаверов Н. П. Важнейшие урановые месторождения Австралии (геология и генетические особенности) // Основные итоги XXV сессии МГК. — М.: Наука, 1978.
- Лаверов Н. П. Сырьевая база урана СССР // Докл. советской делегации на техническом комитете МАГАТЕ 26–29 августа 1991 г.
- Лаверов Н. П., Барсуков В. Л. Урановые месторождения района Аллигейтор Риверс (Северная Австралия) // Геология рудных месторождений, 1977. — № 2.
- Максимов Е. П., Угрюмов А. Н. Мезозойские магматические формации Алданского щита // Советская геология, 1971. — № 7.
- Машковцев А. Г. и др. Редкометалльно-урановое рудообразование в осадочных породах. — М.: Наука, 1995.
- Машковцев Г. Н. и др. К методологии прогнозирования высокорентабельных урановых месторождений // Отечественная геология, 1995. — № 5.
- Машковцев Г. А., Щеточкин В. Н., Кисляков Я. М. Основные типы инфильтрационных уран-полиэлементных месторождений в осадочных породах // Отечественная геология, 1993. — № 5.
- Мигута А. К. Состав и парагенетические минеральные ассоциации урановых руд Эльконского района (Алданский щит, Россия) // Геология рудных месторождений, 1997. Т. 39. — № 4.
- Мигута А. К., Тарханов А. В. Минеральные типы урановых руд в натриевых метасоматитах Украинского щита // Геология рудных месторождений, 1988. Т. 40. — № 6.
- Минеральные ресурсы мира / Гл. ред. Л. В. Оганесян. — М., 1997, 1998.
- Минералы благородных металлов: Справочник. — М.: Недра, 1986.
- Миронов А. Г. и др. Зун-Холбинское золоторудное месторождение // Месторождения Забайкалья. — Чита-Москва, 1995.
- Муратов М. В. Происхождение материков и океанических впадин. — М.: Наука, 1973.
- Наумов Г. Б. Основы физико-химической модели уранового рудообразования. — М.: Атомиздат, 1978.

- Наумов С.С., Шумилин М.В. Урановые месторождения Алдана // Отечественная геология, 1994. – № 11–12.
- Нарсеев В.А. Промышленная геология золота. – М.: Научный мир, 1996.
- Некрасов Е.М. Зарубежные эндогенные месторождения золота. – М.: Недра, 1988.
- Некрасов И.Я. Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений. – М.: Наука, 1991.
- Одинцова Е.А. Минеральные фации бериллиевого оруденения (на примере изумрудных копей, Средний Урал) // Геология рудных месторождений, 1996. Т. 38. – № 3.
- Одинцова Е.А. Основы прогноза урановорудных провинций и районов / Под ред. Н.П. Лаверова. – М.: Недра, 1986.
- Патык-Кара Н.Г., Беневольский Б.И. и др. Россыпные месторождения России и других стран СНГ. – М.: Научный мир, 1997.
- Пилипенко Г.Н., Иванов П.А. Разработка геолого-генетических моделей основных рудно-формационных типов золоторудных месторождений в терригенных миогеосинклинальных толщах и в зонах активизации древних платформ. – М.: Фонды МГГА, рег. № 1,7.94, 1995.
- Смыслов А.А. и др. Тепловой режим и радиоактивность Земли. – Л.: Недра, 1989.
- Смыслов А.А. Уран и торий в земной коре. – Л.: Недра, 1974.
- Солодов Н.А. Научные основы перспективной оценки редкометальных пегматитов. – М.: Наука, 1971.
- Солодов Н.А. Минералогия редкометальных формаций. – М.: Недра, 1985.
- Солодов Н.А., Овчинников Л.Н., Семенов Е.И. Геологический справочник по легким литофильным редким металлам. – М.: Недра, 1985.
- Солодов Н.А., Семенов Е.И., Бурков В.В. Геологический справочник по тяжелым литофильным редким металлам. – М.: Недра, 1987.
- Солодов Н.А. Условия образования крупных и богатых редкометальных месторождений // Геология рудных месторождений, 1997. – № 5.
- Тарханов А.Г., Наумов С.С. Новости мировой урановой промышленности // Минеральное сырье. – М.: ВИМС, 1998. – № 1. – Сер. герл.-экон.
- Тимофеевский Д.А. Геология и минералогия Дарасунского золоторудного района. – М.: Недра, 1972.
- Толстов Н.В., Тянь О.А. Геология и рудоносность массива Томтор. – Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1996.
- Тугаринов А.И., Наумов В.Б. Термобарометрические условия формирования гидротермальных урановых месторождений // Геохимия, 1969. – № 2.
- Фролов А.А. Рудная формация комплексных месторождений в карбонатитах. – М.: Недра, 1977.
- Фролов А.А. Структура и оруденение карбонатитовых массивов. – М.: Недра, 1975.
- Шаякубов Т.Ш. и др. Урановая геология и урановорудная база Узбекистана // Отечественная геология, 1955. – № 3.
- Шмонов Г.А. О геологических особенностях Роннебургского рудного поля и генезисе уранового оруденения // Отечественная геология, 1955. – № 9.
- Щеглов А.Д. Идеи академика В.И.Смирнова о полигенной природе рудообразования месторождения золота Витватерсранд: Смирновский сборник–94. – М., 1994.
- Щербак Д.Н., Пономаренко А.Н., Кузнецова Н.М. Возрастные эпохи рудообразования в докембрии Ингуло-Ингулецкого района // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. – М., 1993.
- Boitsov V. E., Ivanov P. A., Pilipenko G. N. A Geologic – Genetic Model for the Formation of Uranium – Gold Deposits. 30-th international Geological Congress Abstracts. Volume 10–3 Beijing, China, 4–14 August 1996.
- Bruneton P. Geology of the Cigar Lake uranium deposit (Saskatchewan, Canada). Economic Minerals of Saskatchewan, Cogema, Canada Limitedogema, Suite, s 5 k, 5 № 5.
- Bruneton P. Critical review of uranium resources and production capability to 2020. JAEG Vienna Austria A-1400, august, 1998.

Dahlkamp Franz I. Uranium ore deposits. Springer Verlag, 1993, Berlin, London, Budapest.

Mc Kay. Recent Developments in Australia's uranium Mining Industry. IAEA, Vienna, June, 1997.

OECD-IAEA. Uranium 1997 – Resources, Production and Demand. OESD, Paris, 1998.

Ruzicka V. Model for Canadian unconformity deposits. IAEG, Vienna, Austria, may, 1993.

Underhill D.H. Production inventories and heu in the World uranium market. Productions vital role IAEA. Vienna, 1995, may.

ANNOTATION

The historical review and current state of strategically important materials, such as noble metals, uranium and rare elements is described in the book including information on their resources, spatial distribution, prices conjuncture and prospects of mining development in the world, Russia and CIS.

Classification and description of principal industrial and prospective deposit types, regularities of their geological setting, structure and position are presented. The information on mineral ore composition, resources, and grades of useful components is given in the book. Accounting above-mentioned factors the exploration criteria and preconditions are estimated. Deposits classification and description is based on geological-tectonic principals.

The book includes seven chapters, introduction and conclusion:

1. Historical review and current state of uranium, noble and rare metals mineral resources and production.
2. Geochemistry and mineralogy of radioactive, noble and rare metals.
3. Conditions for deposits genesis in principal structure elements of the earth crust.
4. Deposits in ancient platforms basement.
5. Deposits in folded areas.
6. Deposits in the areas of tectonic-magmatic activation.
7. Deposits in the cover of ancient and young platforms.

All described types of mineral resources attribute to most important category. The areas of their use are very diverse. They often define state level development. The possibility of effective development for such deposits is determined by a number of geological criteria (first of all by resources quantity and quality), as well as by technological, mining and economical-geographical factors.

The special attention in the work is paid for assessment of integrated recovery from ores main and by-products, their production costs and influence on the final prime cost.

Deposits are described according to their position in principal Earth structure elements accounting geological type, size, regularities of localisation. Such approach helps to estimate definite spatial and age correlation of containing elements.

For the first time mineralization different from geochemical aspect elements are described together. The conditions for their joint or close localisation, migration and precipitation are estimated. The important role of abyssal permanent regional faults for large gold deposits genesis is shown. A prolonged circulation and evolution mode is estimated for ore-bearing solutions.

Many deposits are described accounting author's personal investigations. This refers to uranium deposits of Czech and Kokchetav median massifs; gold and gold-uranium deposits of Russia (Aldan district), Ukraine and Uzbekistan; rare metal pegmatite type deposits; niobium, tantalum and cerium deposits in Lovozero massif; lithium deposits in Transbaikalia area; rare metal granites, placers and natural high-mineralised waters.

The summarising information for a number of metals and for most important deposits in Russia is represented accounting their dimensions, remained and mined resources, mineralogical characteristics, by products and processing parameters.

The description of world uranium, gold and rare metals deposits with large and unique resources and ores quality, which are not discovered in Russia, is based on published literature. Special attention was paid on estimation of favourable geological and exploration criteria taking into consideration their potential discovery in Russia.

The evaluation of possibility for economically advisable development of large deposits with relatively low grades of main commodity regarding by-products recovery is specially

observed in the book. The necessity of such deposits further study and their integrated evaluation is also discussed.

The analysis of noble metals (gold, silver and platinum group metals) resources, supply and demand shows on distinct tendency of their increasing requirements in all countries.

Known gold resources in main gold producing countries can satisfy the current requirements only for 10 to 15 years in Australia, United States and Brazil and for 30 to 40 years in Uzbekistan, South Africa, Papua New Guinea.

In Russia known gold resources can cover the producing rates for several decades even accounting increasing requirements.

The information on world gold resources, regularities of their distribution by countries, gold market situation and tendencies in gold projects development are represented in the book.

The economic reasons negatively influenced on gold production in Russia. In 1998 it reduced to 105 mt in comparison with 116 mt in 1997. The nearest prospects for gold production increasing in Russia are related to new ledge deposits development, such as deposit Olympiadinskoe in Krasnoyarsk region. About 13.5 mt of gold was produced at this deposit in 1997 by North-Enisei company. Another prospects refer to deposit Kubaka in Magadan region, at which "Omolon" company produced 9 mt of gold in 1997. These two companies are the main gold producers mined from ledge deposits in Russia.

The significant increase of gold production from placers can be expected also. New economic policy should stimulate junior companies activities.

Economically perspective polymetallic deposits such as, for example, described uranium-silver-gold deposit Fedorovskoe in Central Aldan district, deserve soon development. It is situated close to new railway station Aldan-Nerungri and near to recently closed Lebedinsky gold processing plant. Development of new large deposits with more refractory processing characteristics (Nezhdaninskoe in Yakut-Sakha Republic and Mayskoe in Chukotka area), as well as of large deposits with relatively low grades (Sukhoi Log in Irkutsk region and other) is oriented on more distant future.

Silver production and world market prices are stable since 1994. The annual world silver production averages 18 thousand tons at the price about 0.16 \$ US/g and annual demand 23.2 ths. t. So demand exceeds production for 5.2 ths.t or for about 30%. The shortage is covered for many years using silver form the stocks and silver scrap receipt from people. But such situation can not exist for a long period.

The principal silver production in the world and in Russia is provided from silver-bearing copper, lead, zinc and tin deposits mining but not from silver and silver-gold deposits. The total silver production in Russia is about 400 to 450 tons, which is significantly less than its requirements. Only one silver deposit Dukat is mined currently in Russia. Production from this large deposit is rather low.

Platinum, palladium, rhodium and other metals of this group (PGM) play important and increasing role first of all due to their application as catalysators and harmful gases adsorption. Their demand in the period from 1980 to 1985 increased: in 2.6 times for Pt; 3.5 for Pd; 4 for Rh and in almost 9 times for Ru. Principal world known resources and production of PGM are concentrated in two countries: deposits of Bushveld complex in South Africa and liquation-magmatic sulfide platinum-copper-nickel deposits of Norilsk region in Russia. South African deposits contain 86% of world PGM resources, including 89% of platinum resources. 63% of total PGM and 78% of platinum produced in the world in 1995 related to South Africa. Known PGM resources in Russia comprise at least 10% from the world amount including 8% for platinum and their production comprise 26% and 16% correspondingly increasing to over 60% for palladium and more rare platinoids. The relative platinum share in PGM in Russian and South African deposits is different. In South Africa platinum share comprises 60% of total PGM. In main deposits mined in Russia platinum share is below 30% and more rare and expensive metals represent 70% of PGM, first of all such elements as Pd and Rh.

In last years repeatedly rising prices for PGM and especially for Pd, Rh and Ir took place and for the first time prices for Pd and Pt practically equalized. Currently, after gold prices

falling (to 8–9\$/g), prices for PGM metals also reduced (to 11\$/g), however they exceed gold prices. Unstable situation in Russian PGM exports influence on world prices variation (especially for Pd and Pt).

Russian PGM resources are provided enough with proved resources of platinum and other types of deposits, including deposits of Norilsk district with active mining. Current and future increasing PGM production can be satisfied by effective mining of new large placers with high grades (first of all in Kamchatka area).

Uranium is the main of radioactive elements. It differs from noble and other metals by geochemical properties and by producing and mining history. Two aspects of its application attract the interest of all mankind: as charge in nuclear weapon and as fuel in nuclear power plants. At the same time the risk of radioactive contamination of territories exist.

Uranium exploration and mining is conducted in many countries. Main uranium producers are Canada, Australia, Niger, Russia, USA and some other countries. The share of nuclear power energy form the totally produce energy comprises in France over 70%, in Belgium 68%, in Sweden 50%.

Stable deficit between world uranium demand and production exist similar to the gold market. Nuclear power plants requirements are provided only for 60% by production and the shortfall is covered mainly from stocks.

In the recent years the situation in world uranium market did not change significantly. After maximal productions fall in 1994 some increase is observed in last years. In 1998 35 444 mt U were produced and 90% of them in above-mentioned countries.

World uranium spot prices are very inconstant. After some raising in 1996 to 42 \$/kg U for restricted contracts and to 37 \$/kg U for unrestricted, they decreased in 1997 to 27 and 24 \$/kg U correspondingly and remain at this level. Low prices do not stimulate new uranium exploration and mining.

The analysis and forecasts of International Atomic Energy Agency and London Uranium Institute show that uranium requirements will grow steadily. In 2010 they are expected to comprise 75 000 mt U in comparison with 61 500 in 1997.

It is considered that there are enough geological uranium resources to satisfy world requirements to 2020. As for 01.01.1997 known resources at below 80 \$/kg U cost category amounted to 2 340 ths.t U. They are concentrated mainly in Australia, Canada, Kazakhstan, Namibia and South Africa.

The situation in Russian uranium industry is rather difficult. JSK "Priargun Mining-Chemical Production Association" (PPGHO) was the only active uranium production centre in Russia in last decade. It is located in Chita region. The production is based on 19 volcanic-type deposits of Streltsovsk U-ore region at the square 150 km² within the same named volcano-tectonic caldera. The annual production in 1995–1999 averages 2 500 mt U and significant part of it is exported. Domestic, CIS and Eastern European nuclear power plants requirements are covered mainly from the stockpiles, which could be exhausted. This is why the problem of uranium resources increase becomes urgent for Russia.

Uranium production increase in Russia is connected with three new production centres, developing in situ leaching mining at sandstone type basal channel deposits. Deposits of Transural district are considered as prior for future mining. They including 10200 mt U of known resources at Dalmatovskoe deposit and deposits Khohlovskoe, Dobrovolnoe which are under exploration. Vitim district situated 200km to the north from Chita and include a group of close located deposits with total resources about 52000 mt U. Deposit Malinovskoe in West Siberian district is under evaluation.

Deposits of Aldan district with large resources of polymetallic gold-uranium ores are described in the book as most favourable for future potential production. Their mining could be effective regarding integrated uranium, gold and silver recovery.

Rare metals include 35 from 104 elements of Mendeleev periodical system. All rare metals were discovered in last 60 to 220 years and their intensive industrial use began only 20 to 40 years ago. It was caused by new technologies installation in many branches of science, technique and agriculture. Limited rare elements admixtures in metallurgy resulted to new alloys creation

with unique properties: light, hard, refractory, firm. Now there are about thousand areas of effective rare metals application in military and civil industry.

The industrial-economical level of production effectiveness in developed countries is determined in addition to the other factors also by the rate of rare metals use. From 1960 to 1985 the demand of such rare metals as niobium, zirconium, yttrium, lanthanoids, lithium, and gallium increased significantly in Western Europe, Japan and United States. Currently Russia stands behind most developed countries in this field. Rare metals production at main Russian mining facilities is stopped or reduced strongly. This relates to beryllium production in Ural emerald mines; tantalum production in Orlovsky Complex (Transbaikal region); niobium, tantalum and cerium lanthanides production in Lovozerski Complex (Kola peninsula); lithium – in Transbaikal Complex; niobium – in Ural Vishnevogorsky Complex. At the same time, Russia has the biggest world resources of lithium, cesium, yttrium, yttrium and cerium lanthanoids, zirconium, tantalum and niobium. One of the priority targets for tantalum, niobium and cerium lanthanoids mining could be Lovozerskoe deposit of loparite and evdialite. This deposit is described in the book in details. Ermakovskoe deposit with very high beryllium grades (1.2% BeO) could be regarded as the principal beryllium supplier.

Profitable development of rare metals, uranium and noble metals deposits could be provided due to integrated all main components and by-products recovery. This problem is specially discussed in description deposits of rare, radioactive and noble metals.